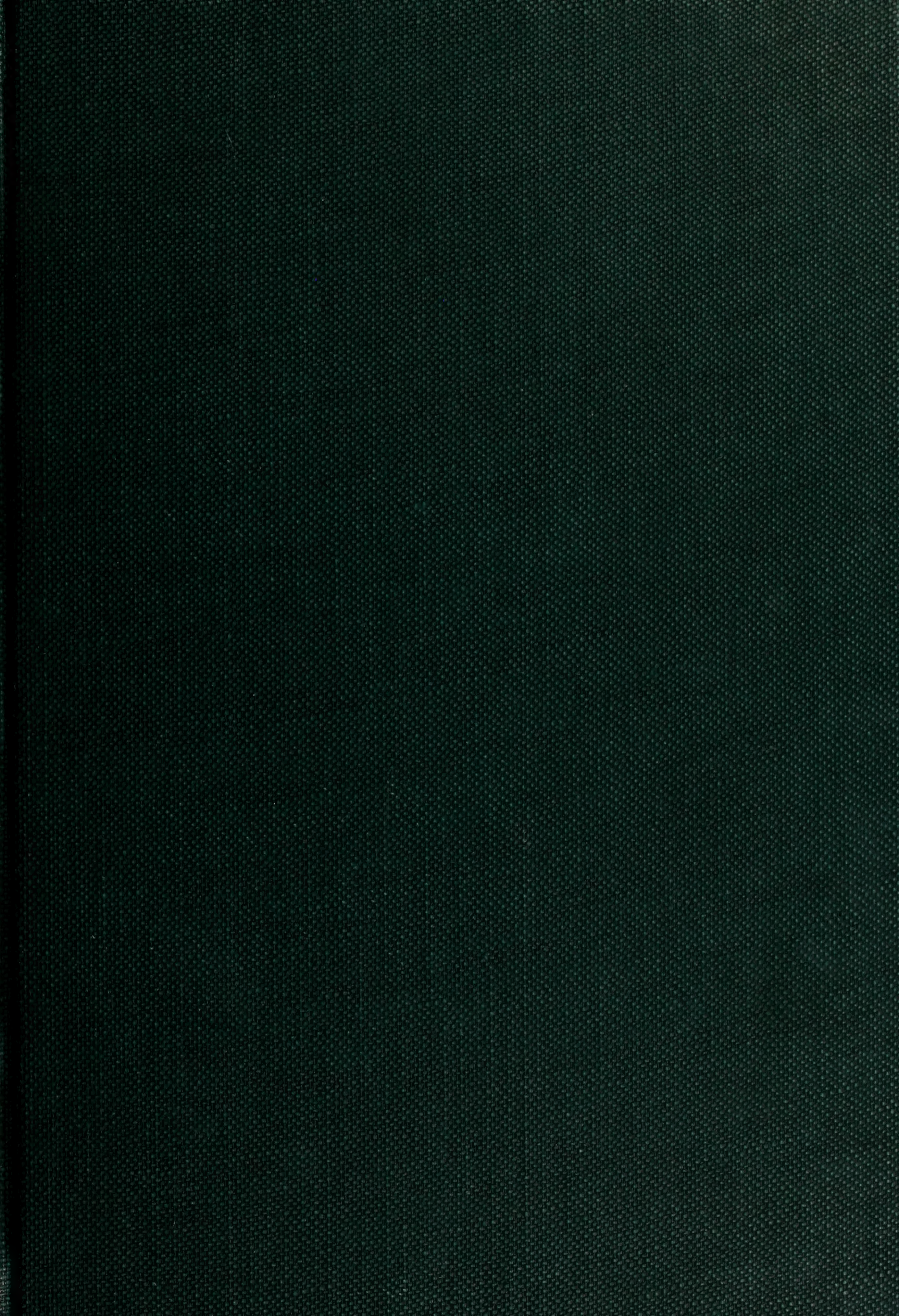
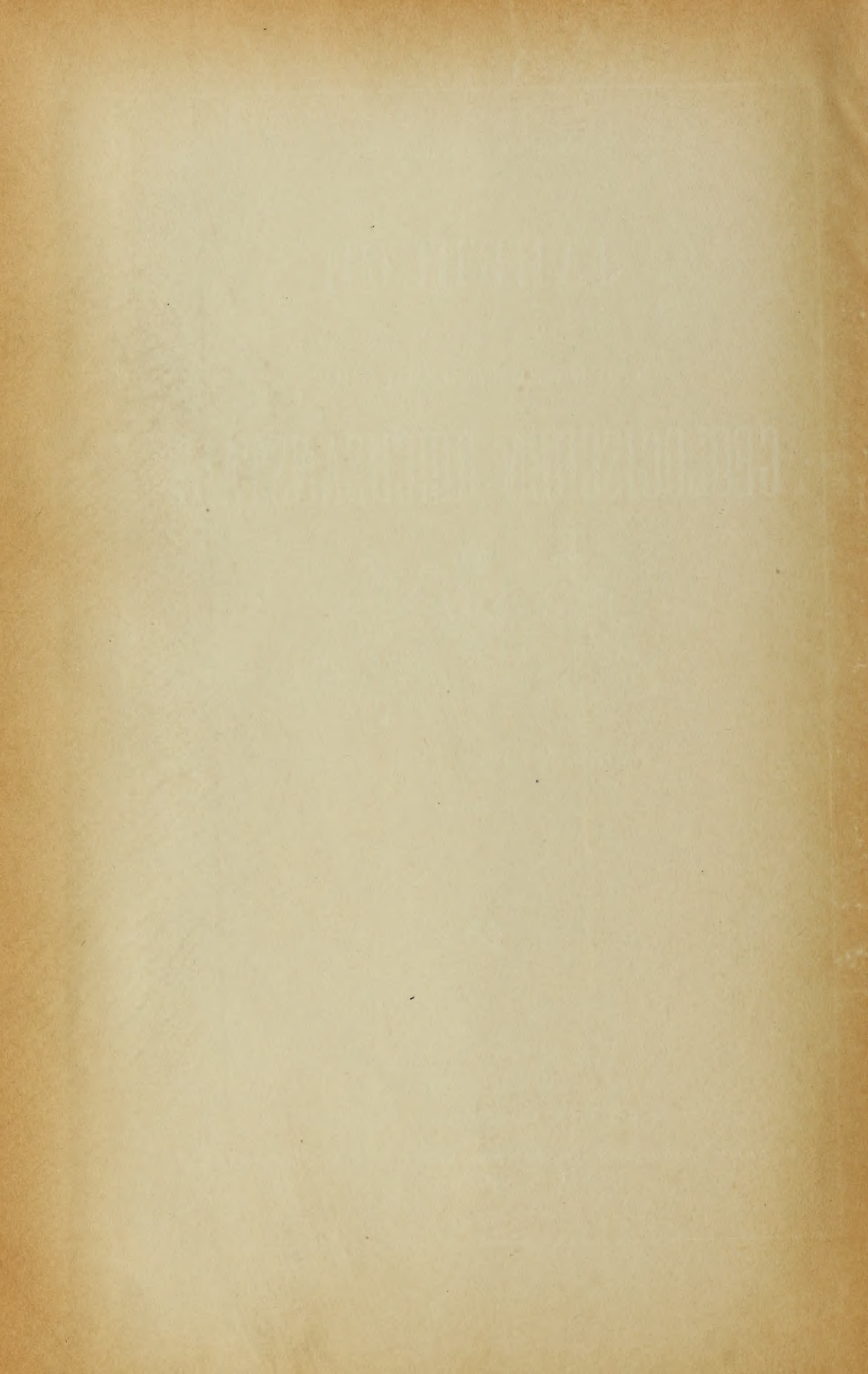




Ausgegeben am 1. April 1908.

JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT



JAHRGANG 1908. LVIII. BAND.

1. Heft.

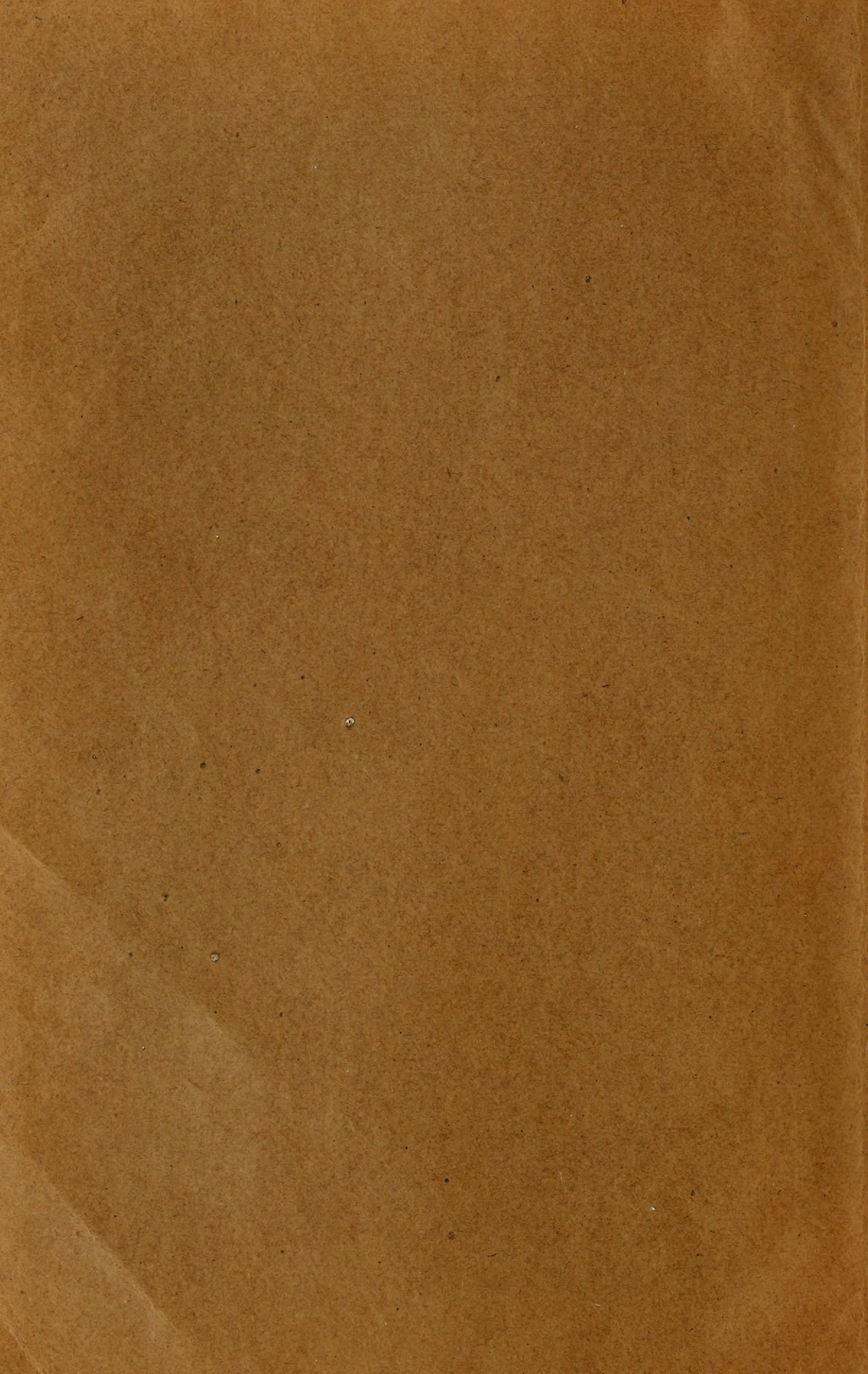


Wien, 1908.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei R. Lechner (Wilh. Müller), k. u. k. Hofbuchhandlung

I. Graben 31.



JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT



LVIII. BAND 1908.

Mit 29 Tafeln.



Wien, 1909.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei **R. Lechner (Wilh. Müller),** k. u. k. Hofbuchhandlung

I. Graben 31.

Die Autoren allein sind für den Inhalt ihrer Mitteilungen verantwortlich.



Inhalt.

Heft 1.

Heft 2.

Heft 3.

Heft 4.

Verzeichnis der Tafeln.

Personalstand

der

k. k. geologischen Reichsanstalt.

Direktor:

Tietze Emil, Ritter des österr. kaiserl. Ordens der Eisernen Krone III. Kl., Besitzer des kaiserl. russischen Skt. Stanislaus-Ordens II. Kl., des Komturkreuzes II. Kl. des königl. schwedischen Nordsternordens und des Kommandeurkreuzes des Sternes von Rumänien, Ritter des königl. portugiesischen Skt. Jakobsordens und des montenegrinischen Danilo-Ordens, Phil. Dr., k. k. Hofrat, Mitglied der kaiserl. Leop. Carol. deutschen Akademie der Naturforscher in Halle, Ehrenpräsident der k. k. Geographischen Gesellschaft in Wien, Ehrenmitglied der Société géologique de Belgique in Lüttich, der Société Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie in Brüssel, der königl. serbischen Akademie der Wissenschaften in Belgrad, der uralischen Gesellschaft von Freunden der Naturwissenschaften in Jekaterinenburg, der Gesellschaft für Erdkunde in Berlin, der rumänischen Geographischen Gesellschaft in Bukarest, der schlesischen Gesellschaft für vaterländische Kultur in Breslau und des Naturh. und Kulturh. Vereines in Asch, korrespondierendes Mitglied der Geological Society of London, der Geographischen Gesellschaft in Leipzig, der Gesellschaft Antonio Alzate in Mexiko etc., III. Hauptstraße Nr. 6.

Vizedirektor:

Vacek Michael, III. Erdbergerlände Nr. 4.

Chefgeologen:

Teller Friedrich, Phil. Dr. hon. causa, k. k. Bergrat, korr. Mitglied der kais. Akademie der Wissenschaften, korr. Mitglied der Gesellschaft zur Förderung deutscher Wissenschaft, Kunst und Literatur in Böhmen, II. Schüttelstraße Nr. 15.

Geyer Georg, Ritter des kais. österr. Franz Josef-Ordens, III. Hörnesgasse Nr. 9.

Bukowski Gejza v., III. Hansalgasse Nr. 3.
Rosiwal August, a. o. Professor an der k. k. Technischen Hochschule, III. Kolonitzplatz Nr. 8.

Vorstand des chemischen Laboratoriums:

John von Johnesberg Konrad, k. k. Regierungsrat, Mitglied der kaiserl. Leop. Carol. deutschen Akademie der Naturforscher in Halle, korr. Mitglied der Gesellschaft zur Förderung deutscher Wissenschaft, Kunst und Literatur in Böhmen etc., II. Valeriestraße Nr. 50.

Geologen:

Dreger Julius, Phil. Dr., k. k. Bergrat, Ehrenbürger der Stadt Leipnik und der Gemeinde Mösel, III. Ungargasse Nr. 71.
Kerner von Marilaun Fritz, Med. U. Dr., XIII. Penzingerstraße Nr. 78.

Chemiker:

Eichleiter Friedrich, III. Kollergasse Nr. 18.

Adjunkten:

Kossmat Franz, Phil. Dr., Privatdozent an der k. k. Universität und an der k. k. Hochschule für Bodenkultur, III. Metternichgasse Nr. 5.
Hinterlechner Karl, Phil. Dr., XVIII. Klostergasse Nr. 37.
Hammer Wilhelm, Phil. Dr., XIII. Friedhofstraße Nr. 16.
Schubert Richard Johann, Phil. Dr., II. Schüttelstraße Nr. 77.
Waagen Lukas, Phil. Dr., III. Sophienbrückengasse Nr. 10.
Ampferer Otto, Phil. Dr., II. Schüttelstraße Nr. 77.

Bibliothekar:

Matosch Anton, Phil. Dr., kais. Rat, Besitzer der kais. ottomanischen Medaille für Kunst und Gewerbe, III. Hauptstraße Nr. 33.

Assistenten:

Petrascheck Wilhelm, Phil. Dr., III. Geusaugasse Nr. 31.
Trener Giovanni Battista, Phil. Dr., II. Kurzbauergasse Nr. 1.
Ohnesorge Theodor, Phil. Dr., III. Hörnesgasse Nr. 24.

Praktikanten:

Beck Heinrich, Phil. Dr., VII. Hofstallstraße Nr. 5.
Vetters Hermann, Phil. Dr., XVII. Hernalsergürtel Nr. 11.

Für das Museum:

Želízko Johann, Amtsassistent, III. Löwengasse Nr. 37.

Für die Kartensammlung:

Zeichner:

Lauf Oskar, I. Johannesgasse 8.
Skala Guido, III. Hauptstraße Nr. 81.

Für die Kanzlei:

Girardi Ernst, k. k. Oberrechnungsrat, III. Marxergasse Nr. 23.

In zeitlicher Verwendung:

Girardi Margarete, III. Marxergasse Nr. 23.

Diener:

Laborant: Kalunder Franz, Besitzer des silbernen Verdienstkreuzes mit der Krone, III. Rasumofskygasse Nr. 25.

Amtsdiener: Palme Franz, Ulbing Johann, III. Rasumofskygasse Nr. 23.

Präparator: Špatný Franz, III. Rasumofskygasse Nr. 25.

Amtsdienergehilfe für das Museum: Kreyča Alois, III. Erdbergstraße 33.

Amtsdienergehilfe für das Laboratorium: Felix Johann, III. Lechnerstraße 13.



Der südliche Teil der Kleinen Karpathen und die Hainburger Berge.

Eine petrographisch-geologische Untersuchung.

Von P. Steph. Richarz, S. V. D.

Mit 8 Zinkotypien im Text.

Einleitung.

Die ersten Arbeiten im kristallinischen Teil der Kleinen Karpathen gehen bis in den Anfang der fünfziger Jahre zurück. 1851 beschrieb Kenngott[1]) den Granit von Preßburg, 1852 Čžižek[2]) die geologischen Verhältnisse der Hainburger Berge. Dann folgten die bekannten Arbeiten Kornhubers[3]) und die eingehenden Untersuchungen v. Andrians[4]). Im Jahre 1896 lieferte Kornhuber[5]) eine Beschreibung des Thebener Kobels und dann endlich erschien 1904 die Monographie von Beck u. Vetters[6]), in deren erstem Teil, pag. 1—49, Dr. Beck den südlichen Teil der Kleinen Karpathen behandelt. Die übrigen Arbeiten über die Kleinen Karpathen (ausführlich angegeben in letzterwähnter Arbeit pag. 3—5) sind für den kristallinischen Teil belanglos, sei es, daß sie ihn überhaupt nicht behandeln, sei es, daß sie nur wiederholen, was andere gesagt haben.

Von den erwähnten Untersuchungen zeichnen sich die v. Andrians vor allen übrigen dadurch aus, daß sie das ganze Gebiet umfassen und eine recht gründliche Beschreibung sämtlicher Gesteinsvorkommnisse geben. Kornhubers Arbeiten sind naturgemäß mehr auf die Umgebung von Preßburg beschränkt, lassen aber hier, was gründliche Durcharbeitung anbetrifft, nichts zu wünschen übrig. Beck betrachtet in seiner Monographie „das kristalline Zentralmassiv als außerhalb seines Beobachtungsgebietes gelegen“ (l. c. pag. 6) und verweist auf die Untersuchungen v. Andrians und Kornhubers,

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., II. Bd., 3. Heft, pag. 42.
[2]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., III. Bd., 4. Heft, pag. 35 ff.
[3]) Verhandl. d. Ver. f. Naturkunde in Preßburg, Bd. I, II, IV, V.
[4]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1864, Bd. XIV, pag. 325 ff.
[5]) Verhandl. d. Ver. f. Natur- u. Heilkunde in Preßburg, Bd. XIX.
[6]) Zur Geol. d. Kleinen Karpathen: Beitr. zur Geol. u. Paläontologie Österreich-Ungarns und des Orients, Bd. XVI, pag. 1—106.

während seine eigenen Ausführungen sehr kurz sind. Was also bis jetzt fehlte, das war eine Untersuchung des kristallinischen Teiles der Kleinen Karpathen mit Hilfe der neuesten petrographischen Methoden. Dieser Mangel machte sich empfindlich fühlbar, denn das Gesamtbild der Kleinen Karpathen war so immer ein unvollständiges, wenn auch einzelne Teile gut untersucht waren. Zudem kann auch erst eine gründliche petrographisch-geologische Untersuchung die Geologie der Kleinen Karpathen auf sichere Basis stellen.

Das war der Grund, warum der kristallinische Teil der Kleinen Karpathen einem erneuten Studium unterzogen wurde. Die alten Arbeiten von Kornhuber und v. Andrian dienten dabei als Grundlage und ihre wertvollen Beobachtungen sollen deshalb in die folgenden Ausführungen eingeflochten werden. Natürlich bleibt es nicht aus, daß vieles ergänzt, vieles auch berichtigt werden muß, weil ja die betreffenden Geologen sich zumeist auf makroskopische Studien beschränken mußten. Einstweilen soll die Untersuchung nur auf die südlichen Partien der Kleinen Karpathen und auf die Hainburger Berge sich erstrecken, weil dieses Gebiet für den Anschluß an die Alpen am wichtigsten ist und weil der nördliche Teil kaum wesentlich anders gebaut sein dürfte.

Ein Blick auf die geologische Karte[1]) zeigt, daß die Hauptmasse der südlichen Kleinen Karpathen aus Granit besteht. Nach v. Andrian[2]) stellen sie „ein Granitmassiv dar, dessen beide Ränder von schiefrigen Bildungen eingefaßt sind, in dessen Innern jedoch ebenfalls viele kleine schiefrige Partien stecken.“ Im Osten bricht der Granit in die ungarische Tiefebene ab, im Westen ist die Schieferhülle noch erhalten und erst die liassischen Gesteine bilden den Steilabbruch des Wiener Beckens. Betrachten wir zuerst den Granit in seiner mannigfachen Ausbildung, dann den Granitgneis — die „schiefrigen Bildungen“ —, an dritter Stelle die sauren und basischen Spaltungsprodukte des Granites und endlich die Schieferhülle im Westen.

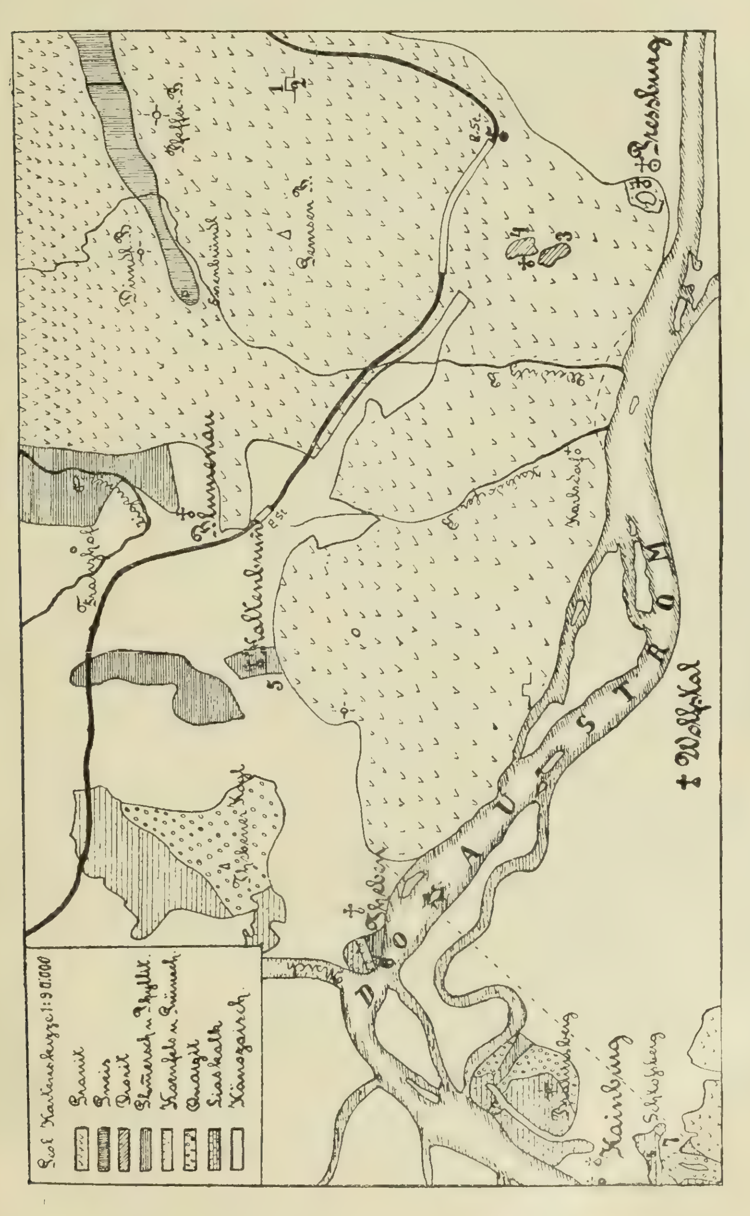
I. Der Granit.

Der gewöhnliche Granit der Kleinen Karpathen ist ein fein- bis mittelkörniges Gestein mit makroskopisch erkennbarem weißem Feldspat, graulichem Quarz, Biotit und Muskovit. Biotit herrscht vor, Muskovit findet sich meist nur in vereinzelten Blättchen, doch noch so häufig, daß man das Gestein zu den Zweiglimmergraniten rechnen kann. Die Struktur ist absolut richtungslos körnig, alle Bestandteile meist gleichmäßig entwickelt. Selten ist Andeutung einer porphyrischen Ausbildung (so am Westrande des Massivs bei Theben), eine ausgesprochen

---

[1]) Beck u. Vetters, l. c. Der größeren Übersichtlichkeit wegen wurde eine geologische Kartenskizze beigegeben, welche mit Ausnahme einiger geringfügiger Änderungen eine Reproduktion der erwähnten Karte darstellt, aber nur jene Orte enthält, welche für die folgende Beschreibung von Wichtigkeit sind.

[2]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XIV, pag. 332.



Maßstab: 1:90.000.

porphyrische Struktur konnte nie beobachtet werden. Deutlicher ausgebildet scheinen porphyrische Granite und Granitgneise in den Moderner Bergen zu sein[1]; doch gehören diese zum nördlichen Teil der Kleinen Karpathen. Kornhuber beschreibt im Jahre 1896 den Granit bei Theben und erwähnt, daß „der Quarz nicht selten in ausgebildeten Kristallen auftritt, welche auf den Bruchflächen des Gesteins den sechsseitigen Durchschnitt des Prismas und hier und da auch Flächen und Kanten der Endpyramide erkennen lassen“ [2]. Mikroskopisch ist das sehr gut zu konstatieren, doch habe ich es makroskopisch nie gesehen.

Ganz frisch ist der Granit bei Wolfstal am rechten Donauufer. In den Steinbrüchen bei Preßburg und Theben, also am linken Flußufer, ist das Gestein hingegen stark zertrümmert. Es ist gar nicht möglich, eine glatte Oberfläche zu schlagen, weil immer wieder einzelne Bestandteile, vor allem der Quarz, zerfallen. Und das nicht nur in der Nähe der Oberfläche; soweit überhaupt die Aufschlüsse reichen, bis tief ins Gebirge hinein, läßt sich die Zertrümmerung in demselben Maße nachweisen. Damit weicht dann auch die weiße Farbe einer gelbbraunen, die offenbar herrührt von Limonit, welcher auf den Rissen das Gestein ganz durchdringt. Sehr bezeichnend für diese Beschaffenheit des Granits ist, daß man in Preßburg als Straßenpflaster Granite aus Oberösterreich verwendet, obschon in der Nähe der Stadt große Granitbrüche sich finden. Die Preßburger Granite würden ganz gewiß, wenn man sie als Pflastersteine benützte, in kurzer Zeit ganz zerfallen sein.

Die mikroskopische Beschreibung nimmt am besten ihren Anfang bei der frischen Varietät von Wolfstal. Es ist dieser Granit bei Wolfstal in mehreren Steinbrüchen aufgeschlossen; am frischesten findet er sich zwischen genanntem Orte und Berg, am Ostabhange des „Königswart“. (Auf der Kartenskizze nicht mehr zu sehen.)

Als Kalifeldspat herrscht der Mikroklin vor. Auch wenn keine Zwillingslamellierung zu sehen ist, erkennt man ihn doch an der größeren Auslöschungsschiefe — etwa 10^0 — auf Schliffen $\perp c$ und an dem größeren Achsenwinkel, so daß eine Verwechslung mit Orthoklas nicht möglich ist. Den Mikroklin durchziehen zahlreiche feine Plagioklaslamellen; in Schliffen $\perp c$ bilden sie mit den Spaltrissen nach P einen Winkel von $72—74^0$. Sie sind also wohl nach einem steilen hinteren Querdoma (Murchisonitfläche) verwachsen. Das bestätigt auch ein Schliff $\perp \mathfrak{b}$, also beinahe # 001 (P). Hier sieht man die Lamellen in großer Feinheit und Schärfe mit der Bisektrix $\mathfrak{a}$ einen Winkel von etwa 75^0 bilden, sie stehen also $\perp$ auf 010 (M) (Spaltrisse nach M, die ja auch orientieren könnten, fehlen zufällig), wie es sein muß, wenn die Verwachsung nach einem Querdoma vor sich geht. Irgendwelche idiomorphe Begrenzung fehlt dem Mikroklin vollständig, selbst dort, wo er an Quarz angrenzt. Von den Ein-

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XIV, pag. 336.

[2]) Verhandl. des Vereines für Natur- und Heilkunde in Preßburg. Bd. XIX, pag. 8.

schlüssen, als welche alle übrigen Mineralien des Granites in idiomorpher Begrenzung vorkommen, verdient wegen seiner allgemeinen Verbreitung besonders der Quarz erwähnt zu werden. Recht gut ausgebildete kleine Längs- oder Querschnitte mit abgerundeten Ecken, so wie man es im Quarzporphyr gewohnt ist, finden sich fast in jedem Mikroklindurchschnitt. Das sind wohl auch die Quarzdurchschnitte, welche Kornhuber (siehe pag. 4, Anm. 2) erwähnt, die, gewöhnlich klein, wohl manchmal so groß werden können, daß sie makroskopisch in die Erscheinung treten. Der Kalifeldspat ist meist frisch, doch hat stellenweise, besonders im Kern, eine Trübung begonnen durch Ausscheidung winzig kleiner opaker Körnchen, deren Bestimmung nicht möglich war.

Der Plagioklas, wenn im Mikroklin eingeschlossen idiomorph, zeigt sehr feine Zwillingslamellen und gehört dem Oligoklas an mit etwa 20 Prozent *An*. In Schliffen $\perp a$ zeigt er 8^0 Auslöschung, in Schliffen $\perp c$ 2—4^0. Als Lichtbrechung ergibt sich γ nur wenig stärker als ω des Quarzes, was allerdings auf einen noch geringeren *An*-Gehalt verweisen würde. Das gilt für die Hauptmasse des Plagioklases. Die meisten Durchschnitte aber zeigen einen deutlich schwächer lichtbrechenden, optisch anders orientierten schmalen Saum, welcher das ganze Mineral umzieht. Die Grenze der Hauptmasse und des Saumes ist zwar scharf, aber krummlinig und richtet sich nicht, wie bei zonar aufgebauten Plagioklasen nach irgend einer Kristallform, sondern nach den äußeren, oft recht unregelmäßigen Umrissen des Minerals. Die Lichtbrechung des Saumes ist, wie gesagt, immer schwächer, als die der Hauptmasse und auch schwächer als die des Quarzes. Seine Auslöschung zeigt durch das negative Vorzeichen deutlich, daß er der Albitreihe angehört. Die Auslöschung eines Zwillings von 14^0 in beiden Individuen weist auf ziemlich reinen Albit hin.

Sehr häufig ist der Plagioklas myrmekitisch mit Quarz verwachsen (Quartz vermiculé), die wurmförmigen Quarzdurchschnitte löschen dann entweder alle zur selben Zeit aus, oder es geben sich doch jedesmal mehrere nebeneinander liegende Stücke durch gleichzeitige Dunkelstellung als zu einem Individuum gehörig zu erkennen. Man muß also auch wohl hier annehmen, was Graber in Graniten aus Südkärnten[1]) beobachtete, daß die Quarzstengel mit „einem größeren Quarzkorn zusammenhängen und mit ihm gleich orientiert sind“ und daß „gewöhnlich zwei oder auch mehrere untereinander nicht orientierte Quarzkörner an der schriftgranitischen (richtig myrmekitischen) Verwachsung mit einem einzigen Plagioklaskristall sich beteiligen“. Beobachtungen, welche diese Ansicht bestätigen würden, konnten allerdings nicht gemacht werden.

In neuerer Zeit hat Petrascheck interessante Beobachtungen über Myrmekit mitgeteilt[2]), die der Hauptsache nach sich in die vier Sätze zusammenfassen lassen. 1. Der myrmekitisch mit Quarz

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1897, Bd. XLVII, pag. 264.

[2]) Petrascheck, Über Gesteine der Brixener Masse. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1904, Bd. LIV, pag. 47 ff.

verwachsene Plagioklas oder Plagioklasrand ist saurer als der quarzfreie Plagioklas. 2. Das Auftreten des Myrmekits ist an Kalifeldspat gebunden. 3. Es scheint ein Zusammenhang zu bestehen zwischen den Albitspindeln des Kalifeldspats und dem Myrmekit. 4. Myrmekitbildung ist völlig unabhängig von der Pressung.

Zum Teil liegen die Verhältnisse in den Karpathen etwas anders. Der Myrmekit findet sich meist in selbständigen Plagioklaskörnern, seltener nur am Rande eines quarzfreien Plagioklases. Immer aber ist der myrmekitische Rand, immer sind die myrmekitischen Plagioklaskörner vollständig identisch mit dem quarzfreien Plagioklas. Bestimmung der Lichtbrechung sowohl wie der Auslöschungsrichtung ergeben denselben Oligoklas mit demselben *An*-Gehalt (Lichtbrechung: ω des Quarzes zwischen β und γ). Ferner ist die myrmekitische Verwachsung mehreremale auch dort zu beobachten, wo der Plagioklas an Quarz angrenzt, doch ist dann immer der myrmekitische Plagioklas irgendwie mit Kalifeldspat in Berührung. Der 3. Satz kann selbstverständlich nicht angewandt werden, weil der Albit im Mikroklin und der myrmekitische Plagioklas durchaus verschieden sind. Der 4. Satz findet aber auch in den Karpathen seine volle Bestätigung, wie sich bald ergeben wird [1]).

Der myrmekitische Oligoklas ist stets frisch und wasserklar. Gut ausgebildete Zwillingslamellen sind selten. Der quarzfreie hingegen zeigt fast immer massenhafte Einschlüsse, meist im Kern angehäuft und dann so dicht gelagert, daß das Mineral vollständig undurchsichtig wird. Ihre Bestimmung ist sehr schwierig. Nach Licht- und Doppelbrechung sind es wohl wirr durcheinander gelagerte Serizitnädelchen. Doch finden sich zweifellos auch stärker lichtund schwächer doppelbrechende Körner darunter (Zoisit oder Klinozoisit?). Wenn ein Plagioklas einen Myrmekitrand zeigt, so ist es immer ein solcher mit einschlußreichem Kern, während der myrmekitische Rand absolut frisch ist.

Der Quarz tritt in drei Generationen auf: im Plagioklas als Quartz vermiculé, im Mikroklin in den beschriebenen idiomorphen Durchschnitten und endlich als letzte Ausfüllungsmasse. Einschlüsse von Flüssigkeiten mit Libellen sind häufig. Druckerscheinungen geben sich durch undulöse Auslöschung ganz allgemein, manchmal auch

---

[1]) Im Jahre 1906 beschrieb ich Gesteine aus dem zentralen Tian-Schan, (Ein Profil durch den nördlichen Teil des zentralen Tian-Schan, von H. Keidel und P. Steph. Richarz, Abhandl. der k. bayr. Akademie der Wissenschaften, II. Kl., Bd. XXIII, Abt. I) und erwähnte dort pag. 195 das Vorkommen von „Quartz vermiculé". Eine erneute Durchsicht der Schliffe ergab wertvolle Vergleichungspunkte. Der Plagioklas des Granites ist hier etwas basischer, als der in den Karpathengraniten, wenigstens 25% *An*-Gehalt. Aber auch hier unterscheiden sich der Myrmekitrand oder die myrmekitischen Individuen bezüglich ihrer Zusammensetzung in nichts von der Hauptmasse. Auch der Albitsaum, welcher in den Karpathen myrmekitische, wie quarzfreie Plagioklase unbekümmert um die angrenzenden Mineralien umgibt, findet sich in den Tian-Schan-Graniten häufig. Die Abhängigkeit von Kalifeldspat ist hier eine absolute. Endlich ist es auch hier ganz unmöglich, dynamische Prozesse für die Entstehung des Myrmekits in Anspruch zu nehmen, da solche nicht nachzuweisen sind.

durch noch deutlichere Zertrümmerung größerer Individuen zu erkennen.

Als Glimmer herrscht ein braunschwarzer Biotit vor. Unter dem Mikroskop ist er rötlichbraun (Hauptzone parallel dem Nicolhauptschnitt) und hellgelb in senkrechter Stellung. Pleochroitische Höfe um Zirkon sind häufig. Ganz allgemein zeigt sich auch die Sagenitbildung. In Längs- wie Querschnitten sieht man die zierlichen Netze das Mineral durchziehen und das ebensowohl in ganz frischen, als auch in schon etwas zersetzten Biotiten. Es handelt sich also wohl um primäre Einschlüsse. Idiomorphismus ist nicht zu sehen. Die Enden sind ganz unregelmäßig zerfetzt. Selbst in der Längserstreckung findet man keine gradlinigen Konturen mehr. Am Rande hat schon meist die Zersetzung begonnen, ebenso wie auf einzelnen Spaltrissen, doch ist sie beschränkt auf Grünfärbung oder Ausbleichung einiger weniger Streifen, ohne daß dabei die Doppelbrechung sich merklich änderte. Als Neubildung tritt dabei etwas Klinozoisit auf.

Muskovit, viel seltener als Biotit, verwächst mit diesem parallel oder auch, wie es scheint, ganz unregelmäßig; besonders gern liegt er in einem einschlußreichen Plagioklas neben Serizit, von diesem aber durch die scharflinige Umgrenzung unterschieden.

Von den Nebengemengteilen ist Zirkon recht häufig vorhanden, und Apatit nicht selten in großen Durchschnitten.

Das Mengenverhältnis der einzelnen Bestandteile ergibt sich nach der Rosiwalschen Methode [1]) ungefähr wie folgt:

	Prozent
Quarz	38
Mikroklin	28
Oligoklas	26
Biotit	6
Muskovit	1—2.

Danach wäre der SiO_2-Gehalt näherungsweise gleich 75%.

Dieser hohe SiO_2-Gehalt macht es wohl auch verständlich, daß der Quarz sich schon vor dem Mikroklin ausschied — man denke an die Quarzkristalle in diesem — und, wenn man den Myrmekit als ein dem Pegmatit analoges Gebilde auffassen darf, auch zugleich mit einem Teil des Plagioklases. Für Quarz trat schon früh der Sättigungspunkt ein und so mußte er aus der magmatischen Lösung sich ausscheiden, noch bevor der Sättigungspunkt des Mikroklins ererreicht war, und noch bevor aller Plagioklas auskristallisierte. Mit dem letzten Rest von diesem bildete er dann den Myrmekit. Es ergäbe sich somit für die Ausscheidungsfolge nachstehendes Schema.

```
—— Nebengemengteile
   ———— Glimmer
          ———————— Plagioklas
                ——————————— Mikroklin
            ——————————————————————— Quarz
```

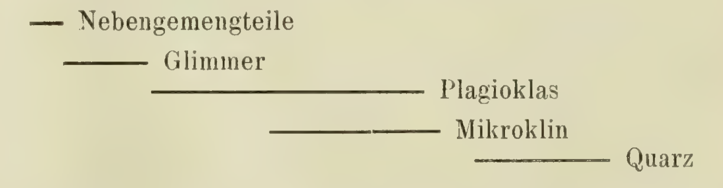
[1]) Verhandl. d. k. geol. R.-A. 1898, Bd. XLVIII, pag. 143 ff.

Noch deutlicher wird das werden durch Vergleich mit dem Granit am linken Donauufer bei Theben.

Dieser Granit zeigt im allgemeinen ganz denselben Charakter wie der von Wolfstal. Doch ist hier die Zertrümmerung und damit auch die Zersetzung viel weiter vorgeschritten. Auch ist der Granit aus den Steinbrüchen bei Theben weniger sauer. Die Anwendung derselben Methode wie oben ergab angenähert:

	Prozent
Quarz	24
Mikroklin	18
Plagioklas	47
Biotit	8.

Also ein bedeutendes Zurücktreten von Quarz und Mikroklin und ein enormes Anwachsen des Plagioklasgehaltes. Der SiO_2-Gehalt des Gesteines wäre somit ungefähr 70%. Eine Folge davon ist, daß im Mikroklin die Quarzeinsprenglinge fehlen und der Muskovit noch mehr zurücktritt. Ferner ist die Myrmekitbildung fast ganz verschwunden, was wohl darauf hinweist, daß diese rätselhafte Erscheinung vom Kieselsäuregehalt abhängig ist, zwar nicht absolut, aber doch von der Beziehung, in welcher die Kieselsäure zu den übrigen Bestandteilen steht. Weil hier erst spät der Sättigungspunkt des Quarzes erreicht wurde, erst nachdem aller Plagioklas sich verfestigt hatte, so konnte kein Myrmekit entstehen. Das Schema der Ausscheidung ergibt sich also wie folgt:



Der Quarz zeigt stark undulöse Auslöschung, größere Individuen sind in kleine Stücke zerlegt. Doch ist die Zertrümmerung noch nicht bis zur Mörtelstruktur vorgeschritten. Der Plagioklas — auch hier Oligoklas von fast 20% *An* — ist von Spaltrissen oder unregelmäßigen Sprüngen aus serizitisiert, manchmal so stark, daß nur noch wenig von der ursprünglichen Substanz zu sehen ist. Neben Serizit findet sich auch hier, aber häufiger, ein stark licht- aber schwach doppelbrechendes Mineral, wohl Zoisit oder Klinozoisit; die kleinen Körner gestatten keine nähere Bestimmung.

Beim Biotit ist die beim Granit von Wolfstal erst begonnene Zersetzung weit fortgeschritten. Die Hauptmasse ist zwar noch tiefbraun mit typischem Pleochroismus und hoher Doppelbrechung. Doch sieht man in ihr öfters grün gefärbte Lamellen mit geringer Doppelbrechung und daneben auch ganz farblose mit bedeutend schwächerer Doppelbrechung, die allerdings noch viel höher ist als die des Chlorits. Im farblosen Glimmer sind massenhaft Klinozoisitkörner ausgeschieden, mit einer Doppelbrechung von wenigstens 0·01. Kleinere

Biotite sind manchmal ganz zu Klinozoisit geworden; nur die Form und einzelne kleine Biotitlamellen weisen noch auf das ursprüngliche Mineral hin. Neben der Grünfärbung und Ausbleichung mit Verringerung der Doppelbrechung führt die Zersetzung ganz vereinzelt zur Chloritbildung. Es ist ein Pennin, der so entsteht, von grüner Farbe mit Pleochroismus und schwacher Doppelbrechung, aber noch normalen Interferenzfarben. Der Charakter der Hauptzone ist +, der des Minerals negativ, der Achsenwinkel sehr klein.

Nahe bei Wolfstal findet man in den Granitbrüchen, die nun aufgelassen sind, einzelne Partien, welche durch ihre grüne Färbung auffallen. Der Biotit ist nur noch zum Teile erhalten, zum Teil zeigt er schon makroskopisch deutliche Grünfärbung. Auch der Feldspat ist grünlich. Im Dünnschliff zeigt es sich, daß hier der Biotit fast vollständig zu Epidot mit sehr hohen Interferenzfarben (Doppelbrechung bis 0·05) und starkem Pleochroismus von zeisiggrün bis schwach grünlichgelb geworden ist. Es ist also die Zersetzung schon bedeutend weiter gegangen und der Biotit hat seinen Eisengehalt zur Bildung eines eisenreichen Epidots hergeben müssen. Die noch erhaltenen Reste von Biotit sind meist gelblichbraun mit feinen dunklen, staubförmigen Einschlüssen, vielleicht die Reste der Sagenitnadeln, welche in frischeren Exemplaren hier besonders häufig sind. Die Doppelbrechung ist nicht verändert. Daneben findet man aber auch grün gefärbten oder vollständig ausgebleichten Glimmer mit geringerer Doppelbrechung. Zur Chloritbildung ist es nicht gekommen.

Interessant ist es noch, daß Biotit und Epidot gleichzeitig auslöschen aber umgekehrten Pleochroismus zeigen und verschiedenen Charakter der Hauptzone.

Der Plagioklas ist ebenfalls stärker zersetzt als in den früher beschriebenen Graniten, Klinozoisit oder Zoisit in großer Menge neben Serizit ausgeschieden. Dazu tritt aber auch Epidot. Offenbar sind diese Epidotmineralien die Ursache der Grünfärbung des Plagioklases.

Der Quarz zeigt Kataklase im hohen Grade, ist aber noch nicht vollständig zertrümmert.

Eine noch weiter fortgeschrittene Zersetzung zu beschreiben wird sich in folgendem Abschnitt Gelegenheit bieten.

II. Der „Granitgneis“.

In der Karpathenliteratur spielt, wie überall, wo es sich um kristallinische Gebiete handelt, der Gneis eine wichtige Rolle und man muß sagen, eine viel wichtigere, als ihm in Wirklichkeit zukommt. Čžižek machte schon Angaben über den Gneis der Hainburger Berge[1]. „Der Granit“, so schreibt er, „geht an seiner Westseite in Gneis über mit westlichem Einfallen von 70°.“ In seinen älteren Arbeiten aus den fünfziger Jahren macht Kornhuber noch keinen Unterschied zwischen Granitgneis und Sedimentgneis. Es sind ihm die Gneispartien ohne Unterschied „riesige Schollen oder Trümmer

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1852, Bd. III, Heft 4, pag. 36.

der primitiven Erstarrungskruste unseres Planeten, welche bei der Hebung der Gebirge von der mehr weniger flüssigen granitischen Masse umhüllt und emporgetrieben wurden“ [1]). Am eingehendsten beschäftigt sich v. Andrian [2]) mit dem Granitgneis und unterscheidet ihn scharf von dem „grauen Gneis“, welcher einen ganz anderen Typus darstellt. Nach ihm „läßt sich im großen das Gesetz aufstellen, daß die körnigen Gesteine die Hauptmasse, das Zentrum der Gebirgskette bilden, die schiefrigen deren seitliche Begrenzung“. (Verhandl. l. c.) Im Jahrbuch aber heißt es (l. c.): „Es ist ein Granitmassiv, dessen beide Ränder von schiefrigen Bildungen eingefaßt sind [3]), in dessem Innern jedoch ebenfalls viele kleinere schiefrige Partien stecken. Vorzüglich sind es die südlichen Teile des Granitmassivs, welche ganz davon erfüllt sind.“ Über das Verhältnis zum Granit schreibt er an derselben Stelle: „Scharfe Begrenzungslinien zwischen Granit und Gneis anzugeben ist ziemlich schwierig, teils wegen der mangelhaften Aufschlüsse, teils wegen des Umstandes, daß beide Gesteine in innigem Zusammenhang stehen und sich geologisch und petrographisch nicht gut voneinander trennen lassen. Schon die Begehung der unmittelbar um Preßburg gelegenen Aufschlüsse mit dem ausgezeichneten Profil zwischen Preßburg und Theben liefert dieses Resultat. Man kann kaum mehrere 100 Schritte auf der Linie Preßburg, Gamsenberg, Erdödiberg gehen, ohne auf zahlreiche Bruchstücke von Gesteinen zu stoßen, welche eine ziemlich deutlich ausgesprochen schiefrige Textur zeigen. Im nördlichen Teile herrscht das körnige Gefüge entschieden vor. In den wenigen Fällen, wo die Grenze zwischen beiden Gesteinen direkt sich beobachten läßt, wie dies am linken Donauufer bei Preßburg der Fall ist, kann man eine scharfe Gesteinsscheide nicht finden.“ Über die petrographische Beschaffenheit des Granitgneises sagt v. Andrian folgendes [4]): „Der Typus des Granitgneises ist schwerer festzustellen als der des Granits. Es ist absolut dieselbe Gesteinsmasse wie beim Granit, nur daß durch parallele Anordnung des Glimmers, und zwar stets des braunen Magnesiaglimmers eine mehr oder minder deutliche Schieferung eintritt. Am besten läßt sich der allmähliche Übergang im Profil Theben-Preßburg verfolgen; es ist ein grünliches, mittelkörniges Gestein von dickschiefriger Struktur und von grauen, talkigen Blättern durchzogen. Wo die Masse grobkörniger wird, sieht man ein regelmäßiges Alternieren von fleischrotem Feldspat mit Quarz- und Glimmerlagen.“

Im Jahre 1896 beschrieb Kornhuber in dem schon zitierten Aufsatz über den Thebener Kobel [5]) den Granit von Theben „mit Parallelstruktur.“ Es ist nach ihm noch kein typischer Gneis, sondern

---

[1]) Verhandl. des Ver. für Naturk. in Preßburg, Bd. I (1856), pag. 2.

[2]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1864, Bd. XIV, pag. 332 und Verhandl. derselben Anstalt, Bd. XIV, pag. 90.

[3]) Am Westrand ist das ganz ausgesprochen. Nicht so im Osten. Zwar finden sich hier häufiger schiefrige Partien im Granit. Aber die Hauptmasse ist doch noch Granit; man kann nicht von einer zusammenhängenden Gneismasse reden.

[4]) Jahrb. XIV, pag. 336.

[5]) Verhandl. des Ver. für Natur- u. Heilkunde, Bd. XIX, pag. 10 u. 11.

„indem der schwarze Glimmer spärlicher wird und allmählich ganz verschwindet, ferner auch der weiße Glimmer seltener sich zeigt, tritt dafür graulichweißer, meist feinblättriger, fettig sich anfühlender Talk in schuppig welligen Lagen auf, der mit den dazwischen eingelagerten Feldspatkristallen und Quarzkörnern dem Gestein eine schiefrig flasrige Textur verleiht. Man könnte die Felsart als Talkgneis bezeichnen“.

Endlich erwähnt Beck in der eingangs angeführten Arbeit, pag. 6, Granitgneise bei Wolfstal. Sie sind „bald als Flaser- und Augengneise, bald als körnige und schiefrige Gneise ausgebildet und scheinen aus den Graniten entstanden zu sein.“

Diesen Angaben ist nun noch die mikroskopische Untersuchung teils als Ergänzung, teils als Korrektur anzufügen. Es hat sich dabei gezeigt, daß v. Andrian durchaus im Rechte ist, wenn er behauptet: „Granit und Granitgneise sind absolut dieselbe Gesteinsmasse, nur daß durch parallele Anordnung des Glimmers eine mehr oder weniger deutliche Schieferung eintrat.“ Daß aber der Gneis aus Granit hervorgegangen ist und wie er sich gebildet hat, das konnte v. Andrian mit seinen Hilfsmitteln nicht nachweisen. Es stellen nämlich die Gneise nichts anderes dar als die Zertrümmerungs- und Zersetzungsprodukte der Granite. Mit anderen Worten: Aus den Graniten sind Gneise geworden durch Zertrümmerung der Bestandteile, durch Serizitisierung der Feldspate und durch lagenförmige Anordnung dieser neugebildeten Serizithäutchen. Das läßt sich an den verschiedensten Stellen, an welchen Granitgneis anstehend auftritt, mit aller nur gewünschten Deutlichkeit nachweisen. Die Übergänge sind am deutlichsten, wie schon v. Andrian und Kornhuber hervorhoben, bei Theben zu beobachten. Aus richtungslos körnigem Granit, in großen Steinbrüchen aufgeschlossen, kommt man im Donauprofil bei Theben, stromaufwärts fortschreitend, allmälig in schiefrige Gesteine, welche etwa 500 *m* weit anhalten, allerdings nicht immer vollkommen geschiefert; es wechseln vielmehr körnige Partien mit durch und durch schiefrigen, bei welchen man keinen Granit mehr vermuten würde und zwischen beiden finden sich die schönsten Übergänge. Die Farbe des Gesteins ist grünlich. Zu der makroskopischen Beschreibung, wie sie Kornhuber geliefert hat (siehe oben), ist nichts mehr hinzuzufügen, vorausgesetzt daß man, wo Talk steht, immer Serizit setzt.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt folgendes Bild: die noch deutlich körnig ausgebildeten Partien unterscheiden sich nicht wesentlich von den früher beschriebenen zersetzten Graniten. Nur ist Zertrümmerung und Zersetzung weiter vorgeschritten. Der Quarz ist stellenweise vollständig zu feinem Sande zerrieben, der Plagioklas meist durch und durch serizitisiert, der Mikroklin aber noch frisch. Der Biotit ist stark verbogen und fast ganz grün gefärbt, ohne zu Chlorit geworden zu sein, oder ausgebleicht. Aber merkwürdigerweise hat sich hier bei dieser Zersetzung, welche sonst der früher beschriebenen vollkommen gleicht, als Nebenprodukt kein Epidot oder Klinozoisit gebildet, sondern an ihre Stelle tritt ein Eisenerz in formlosen Lappen, wahrscheinlich Eisenglanz. Mineralien der

Epidotgruppe finden sich nur ganz vereinzelt. Auch im Plagioklas fehlen sie fast vollständig.

Den Übergang von diesen noch körnigen Gesteinen zu den echten schiefrigen stellen noch als Granite erkennbare Bildungen dar. Sie sind von vereinzelten, grünlichen Flasern durchzogen, welche sich u. d. M. um die größeren Mikrokline und die übrigen Bestandteile herumschmiegen. Es entsteht so ein Gestein, das man mit einigem Recht Flaser- oder selbst Augengneis nennen könnte. Die Mikrolineinsprenglinge sind schon manchmal zerbrochen.

In einem weiteren Stadium werden die grünlichen Flasern häufiger und damit die Schieferung immer ausgesprochener. Man sieht im Dünnschliff Serizitschnüre durch das ganze Gestein hindurchziehen. Die Mineralien sind noch stärker zertrümmert und zersetzt, der Biotit so vollständig ausgebleicht, daß nur noch der schwache Pleochroismus einzelner Lamellen auf ihn hinweist. Auch hier erscheinen als Nebenprodukte Eisenerzausscheidungen, wogegen Epidotmineralien vollständig fehlen. Dafür aber findet man jetzt zahlreiche Rhomboeder von Karbonaten, zum Teil ganz frisch (Dolomit?), zum Teil verrostet, mit oft noch frischem, stark doppelbrechenden Kern (Ankerit?). Vom Plagioklas ist nicht viel mehr zu sehen. Es scheint, daß er sein ganzes Material an die Serizitschnüre und Karbonate abgegeben hat.

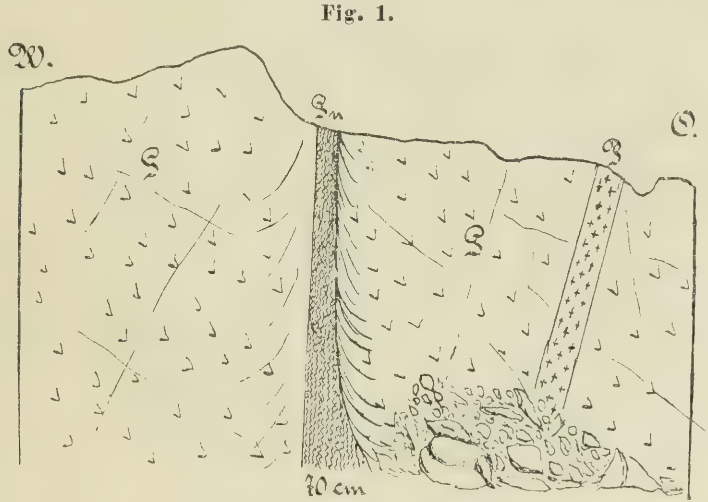
Es kann nach all diesem keinem Zweifel unterliegen, daß der „Granitgneis“ von Theben nichts anders ist als ein teils weniger teils mehr zertrümmerter und zersetzter Granit, daß ihm also geologisch gar keine Bedeutung beigelegt werden kann, von wie hohem Interesse diese Bildung vom petrographischen Standpunkte auch sein mag. Dieselbe Beschaffenheit wie der Gneis von Theben zeigen alle Gneise, welche von den Geologen bisher angeführt und beschrieben wurden. Sie unterscheiden sich untereinander nur durch den höheren oder geringeren Grad der Zertrümmerung und Zersetzung. Zwei Vorkommnisse aber sollten hier noch besonders erwähnt werden, weil sie die Abhängigkeit der Gneisbildung von Störungslinien im Gebirge bis zur Evidenz dartun.

Das erste findet sich in einem Granitbruch am Ostabhange des Königswart, etwa auf halbem Wege zwischen Wolfstal und Berg. Mitten durch den frischen Granit zieht sich eine etwa 50 *cm* mächtige Gneisschicht in fast horizontaler Lagerung. Über und unter dieser Schicht ist der Granit ganz frisch und richtungslos körnig. Die Gneisschicht selbst aber zeigt die beschriebenen Zertrümmerungs- und Zersetzungserscheinungen in intensivster Weise. Nur noch wenige Bestandteile des Granites sind zu sehen, fast alles ist zu feinem Sand zerrieben. Der Biotit, auch hier vollständig ausgebleicht, ist wieder kenntlich durch die Eisenerzausscheidungen, wozu hier allerdings wieder häufiger Epidot sich gesellt. Muskovit allein und ein Teil des Mikroklins sind erhalten, während man Plagioklas vergebens sucht. Die ganze Gneisschicht ist also offenbar hervorgebracht durch eine Überschiebungslinie, an der das Granitmaterial zermahlen wurde.

Noch instruktiver ist der zweite Aufschluß. Er liegt am Ostabhange der Kleinen Karpathen zwischen Preßburg und Ratzersdorf

(auf der Kartenskizze pag. 3 mit 1 und 2 bezeichnet) aufgeschlossen in einem Steinbruch. Hier durchsetzt eine Verwerfungskluft, parallel streichend dem Abbruch der ungarischen Tiefebene, senkrecht den Granit, und an dieser Verwerfung ist der Granit zu Gneis geworden (Fig. 1). Am meisten zertrümmert sind die inneren Partien. Während der Rand noch granitähnlich ist, gleichen diese inneren Teile einem stark gefältelten Phyllit. Auch im Dünnschliff würde man das Gestein fast für Phyllit halten, so feinkörnig ist alles geworden, wenn nicht die frischen Muskovite und die Erzausscheidungen der ursprünglichen Biotite an den Granit erinnerten und wenn man nicht die Übergänge in den normalen Granit verfolgen könnte. Nach außen folgen nämlich Bildungen, wie sie von Theben beschrieben wurden, und dann wird

Fig. 1.



„Gneis" an einer Verwerfung.
Steinbruch zwischen Preßburg und Ratzersdorf.
(Auf der Kartenskizze Nr. 1.)
G = Granit. — *Gn* = Gneis. — *P* = Pegmatit.

das Gestein wieder richtungslos körnig. Fig. 1 gibt eine Zeichnung dieser Kluft. Man sieht, wie die Schieferung in den Granit etwas hineingeht und dort die Erscheinung der Schleppung zeigt. Aus dieser aber erkennt man, daß der nach Osten liegende Teil gesunken ist.

Fassen wir nun die Verhältnisse noch einmal zusammen: der Granit, nur selten ganz frisch, ist stellenweise stark zertrümmert, und immer parallel mit dieser Zertrümmerung geht die Zersetzung, wobei der Biotit erst grünlich wird und allmählich seine Farbe ganz verliert, die Doppelbrechung aber nur unmerklich abnimmt. Die Ausscheidungen, welche dabei erfolgen, sind teils Klinozoisit und Epidot, teils Eisenerze, letztere besonders in den am stärksten zertrümmerten Graniten. Chloritbildung ist eine große Seltenheit. Der Plagioklas wird durch

die zersetzenden Agentien serizitisiert und es scheiden sich neben Serizit Mineralien der Epidotgruppe aus, bisweilen auch Karbonate. Mikroklin und Muskovit bleiben frisch. Ist aber die zertrümmernde Kraft zu groß, so wird ersterer zu Sand zerrieben, letzterer stark verbogen. Das Endprodukt von allem ist ein schiefriges Gestein, dessen Schieferung durch wellige Serizitmembranen hervorgebracht wird: der Granitgneis der Karpathengeologen.

Sowohl Kornhuber, als v. Andrian, als auch Stur[1]) sprechen viel von Talk und Talkgneis in den Kleinen Karpathen und vergleichen aus diesem Grunde Granit und Gneis der Kleinen Karpathen mit dem „Protogin" der Alpen. Aber ebensowenig wie im Zentralgranit oder Gneis der Alpen Talk vorkommt, ebensowenig findet er sich in den Kleinen Karpathen. Es liegt hier wie dort eine Verwechslung vor mit Serizit, welcher in der Tat hie und da dem Gneis ein talkiges Aussehen verleiht.

v. Andrian[2]) beschreibt neben den Gneisen noch Chloritschiefer. „Sie sind mit den Granitgneisen und dadurch mit den Graniten eng verbunden. Eine Begehung der Eisenbahndurchschnitte zwischen Preßburg und Blumenau zeigt dies schon sehr deutlich. Auf den Halden liegen alle möglichen Zwischenstadien zwischen Gneis und Chloritschiefer." Heute ist dort nicht viel mehr zu sehen. Doch ist es nach den Angaben nicht schwer zu verstehen, was v. Andrian unter Chloritschiefer verstanden hat. Es sind offenbar Gneise, welche infolge der Grünfärbung des Biotits mit Chloritschiefern Ähnlichkeit zeigen. Übrigens liegt mir ein Gestein aus dem „Tiefen Weg" bei Preßburg vor, welches sich dadurch von den anderen unterscheidet, daß in ihm ein größerer Teil des Biotits zu Pennin geworden ist. Doch ist es deshalb noch nicht angebracht, das Gestein als etwas geologisch Selbständiges auszuscheiden. Eigentliche Chloritschiefer sind in den Kleinen Karpathen nicht zu finden.

III. Pegmatit und Aplit.

Nach Beck[3]) „erscheint in Wolfstal am Rande des Gebirges eine pegmatitisch-aplitische Randfazies des Granits". Doch nicht nur hier, sondern fast im ganzen Gebirge treten Pegmatite und Aplite, wie aus der älteren Literatur zu ersehen ist, in außergewöhnlicher Mächtigkeit und Menge auf. Schon Kornhuber[4]) schreibt: „Granite und Gneise sind an unzähligen Stellen von Gängen und Adern jüngeren Granits durchdrungen, der auffallend großkörnig ist und als zufällige Beimengungen zuweilen gemeine Granaten von namhafter Größe führt." Am besten beschreibt die Verhältnisse wieder v. Andrian[5]). „Pegmatite durchschwärmen teils in regelmäßigen Gangbildungen, teils in unregelmäßigen Massen den fein- und mittelkörnigen Granit. Zu-

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1861, Bd. XI, pag. 54.
[2]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XIV, pag. 337.
[3]) Zur Geologie der Kleinen Karpathen, pag. 6.
[4]) Verhandl. des Vereins für Naturkunde in Preßburg. Bd. I, pag. 2.
[5]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XIV, pag. 324.

nächst sind es Gesteine mit sehr grobkörniger Textur mit weißem und graublauem Feldspat. Der Quarz bildet nicht selten mit dem Feldspat schriftgranitähnliche Varietäten. Brauner Glimmer ist selten. Sie sind in großer Menge im Südostabhange des Gebirges entwickelt und treten dort im Zusammenhang mit schiefrigen Bildungen und einer körnigen, ziemlich quarzreichen, weißen Glimmer enthaltenden Granitvarietät (Aplit) auf. Weniger häufig sind die Ganggranite in der Mitte des Gebirges, sowie an dessen Nordostabhang." Doch sind sie auch hier nicht allzu selten, wie unzählige Stücke Pegmatit, die man allenthalben im Wald findet, beweisen.

Das vorherrschende von den beiden sauren Spaltungsprodukten des Granits ist unstreitig der **Pegmatit**. Gegen ihn tritt der Aplit an Menge und Bedeutung ganz in den Hintergrund. In dem schon erwähnten Steinbruch rechts der Donau zwischen Wolfstal und Berg ist das ganze Gestein mit Pegmatitgängen durchzogen. Die Gänge verästeln sich in der mannigfaltigsten Weise. Ähnliche Verhältnisse beobachtet man in sämtlichen Aufschlüssen an der Ostseite des Gebirges. Einzelne Gänge können eine Mächtigkeit von 1½—2 *m* erreichen. Die Grenze gegen das Nebengestein ist meist scharf, selten zeigt sich der allmähliche Übergang in den Granit, wie es bei Pegmatiten sonst das Gewöhnliche ist. Häufiger tritt die Erscheinung auf, daß das Gestein an beiden Rändern feinkörniger und selbst zu Aplit wird. Dann aber bildet ein Salband von grobkörnigem Granit die Grenze gegen den fein- oder mittelkörnigen Karpathengranit.

Zur makroskopischen Beschreibung v. Andrians (siehe oben) ist nicht viel mehr hinzuzufügen. Meist ist der Muskovit vorherrschend und tritt teils in großen Blättern, teils in radialfasriger Ausbildung auf. Kornhuber nennt letzteres außergewöhnliche Glimmeraggregat „Strahlenglimmer" (l. c.). In anderen Pegmatiten tritt neben Muskovit und mit ihm parallel verwachsen Biotit auf, welcher infolge Zersetzung schon eine grünliche Färbung angenommen hat. Kenngott hat diesen grünlichen Biotit im Jahre 1851 als Chlorit beschrieben [1]. Später gab er dem Mineral den Namen „Eukamptit" und es wurde 1853 in den Sitzungsberichten der Akademie der Wissenschaften in Wien [2]) eine durch Hauer ausgeführte Analyse mitgeteilt. Diese zeigt, abgesehen vom Fehlen des K_2O (?), gute Übereinstimmung mit Analysen von Biotiten, so daß wohl kein Grund vorhanden ist, von einer neuen Mineralspezies zu reden. Das wird noch deutlicher die mikroskopische Untersuchung dartun. v. Andrian [3]) denkt schon an eine Zersetzung des schwarzen Glimmers, und bezeichnet das Mineral „als ein echtes Zwischenprodukt zwischen Glimmer und Chlorit" [4]).

Das Vorkommen von Granaten in den Pegmatiten wurde von allen Beobachtern beschrieben. Kenngott [5]) erwähnt bis über einen

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. II, Hft. 3, pag. 45.

[2]) Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch. in Wien, II. Abt., Bd. XI, pag. 609.

[3]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XIV, pag. 334.

[4]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. in Wien 1864, Bd. XIV, pag. 90.

[5]) Siehe Anm. 1, pag. 1.

Zoll große Stücke. Kristallform: $2O2$ und Kombination von ∞O und $2O2$. Doch für gewöhnlich sind die Granatindividuen kleiner und sinken bis zu mikroskopischen Dimensionen herab.

Pegmatitische Verwachsungen von Quarz und Feldspat sind nur stellenweise makroskopisch erkennbar, dann aber in ausgezeichnet schöner Ausbildung.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt als Hauptbestandteil der meisten Pegmatite Mikroklin. Die nicht selten makroskopisch bläulich oder bläulichschwarz gefärbten Individuen erscheinen unter dem Mikroskop getrübt durch fein verteilte Einschlüsse (Eisenoxyd?). Perthitische Verwachsung gibt sich, wenn überhaupt vorhanden, in unregelmäßig eingelagerten Plagioklasstückchen zu erkennen.

Neben dem Mikroklin tritt in großer Menge, oft selbst über diesen vorherrschend, ein Plagioklas auf, welcher ganz reiner Albit zu sein scheint ohne jede Anorthitbeimischung. Die Bestimmung ist durch Anwendung der verschiedensten Methoden sichergestellt. Die Fouquésche Methode ergab in Schliffen $\perp a$ 15—16°, in Schliffen $\perp c$ 19—20° Auslöschung. Sehr viele Durchschnitte lagen günstig zur Anwendung der Beckeschen Methode. Übereinstimmend ergab sich die Auslöschung in Schliffen $\perp M$ und P zu — 14 bis 15° (a im stumpfen Winkel), was unbedingt auf reinen Albit hinweist. Günstige Karlsbader Doppelzwillinge fehlten. Dagegen ergab die Bestimmung der Lichtbrechung nach Schroeder v. d. Kolk wieder gut übereinstimmende Resultate. Das Pulver wurde in Nelkenöl untersucht. Dabei verschwand das Mineral vollständig, wenn die Elastizitätsachse $\mathfrak{b}$ mit dem Polarisator des Mikroskops zusammenfiel oder es konnte als kaum merklich schwächer lichtbrechend bestimmt werden. Das ergibt: $\beta = 1{\cdot}533$, da die Lichtbrechung des Nelkenöls nach der Bestimmung mit Pulfrich-Abbéschem Totalreflektometer diesen Wert ergab.

Dieser Albit ist durchaus frisch mit sehr guten Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz, seltener auch nach dem Periklingesetz und ausgezeichnet feinen und scharfen Spaltrissen. Der Unterschied gegenüber dem Granit mit seinem meist stark zersetzten basischeren Plagioklas fällt sofort auf.

Der Quarz findet sich einerseits mit teilweise scharf umgrenzten Umrissen — wohl Bruchstücke von größeren Kristallen — im Feldspat (mehrere von diesen örtlich getrennten Bruchstücken löschen oft gemeinsam aus), anderseits ist der Quarz mit dem Feldspat unregelmäßig verwachsen, ihn in breiten Schnüren durchziehend, welche wiederum untereinander einheitlich auslöschen. Nicht selten schwimmt auch ein Albit, der nach seiner Orientierung als einem größeren Albitindividuum angehörig sich zu erkennen gibt, in einem Quarz, vollständig abgeschnitten von seinem Muttermineral, alles Merkmale der typischen pegmatitischen Struktur, die also hier sich ebenso auf den Plagioklas wie auf den Kalifeldspat erstreckt.

Stellenweise zeigt der Quarz bedeutende Kataklase, ohne daß indeß die einzelnen Bruchstücke ihren Zusammenhang ganz verloren hätten. Flüssigkeitseinschlüsse sind häufig. Muskovit tritt teilweise in gewöhnlicher Ausbildung und ganz frisch, teilweise in der schon makroskopisch erkennbaren radialstrahligen Anordnung auf. Unter dem

Mikroskop machen diese den Eindruck wirrschuppiger Aggregate stark verbogener und zerfetzter Einzelindividuen.

Serizit findet sich an der Grenze von Mineralien und auf Brüchen.

Biotit ist gewöhnlich seltener als Muskovit, doch manchmal auch ebenso häufig und oft mit ihm parallel verwachsen. Meist ist er etwas grünlich gefärbt (schmutziggrün durch die Ausscheidung ganz feinen Staubes) und stark zerfetzt. Die Doppelbrechung ist noch sehr hoch, so daß sie auch bei den am meisten zersetzten Individuen noch weit höher ist als bei Chlorit. Die Zersetzung ist überhaupt ganz dieselbe, wie sie beim Granit beschrieben wurde (pag. 7 u. 8), befindet sich jedoch gewöhnlich noch im ersten Stadium. Damit fällt aber auch der Name „Eukamptit" als nicht begründet fort, weil es sich hier nicht um eine scharf umschriebene Mineralspezies handelt, sondern nur um ein Übergangsstadium, oder besser gesagt um mehrere, da ein Individuum in der Regel an verschiedenen Stellen verschiedenen Grad der Zersetzung zeigt. Wollte man solchen Übergängen Namen geben, so müßte jeder Teil des Kristalls einen eigenen haben.

Der Granat, ein gemeiner Toneisengranat, ist in größeren Individuen vielfach durchlöchert und diese Löcher mit Quarz ausgefüllt. Die kleineren hingegen sind kompakt und zeigen gute Kristallumrisse. Es finden sich mitunter so kleine Rhombendodekaeder, daß sie im Dünnschliff noch körperlich erscheinen und so ihre Kristallform bestimmbar ist. Stellenweise ist der Granat sehr häufig. an anderen Stellen hingegen fehlt er ganz.

Die **Aplite** sind viel seltener als die Pegmatite und treten teils selbständig im Granit auf als schmale Gänge, teils in Verbindung mit Pegmatitgängen. Das beobachtet man besonders schön in dem schon erwähnten Steinbruch am Ostabhang der Kl. Karpathen zwischen Preßburg und Ratzersdorf. (Auf der Kartenskizze Nr. 2.) Dort erscheinen in einem breiten Pegmatitgang nebeneinnnder, durch Pegmatit getrennt, vier einander und den Pegmatiträndern fast parallel laufende Aplitbänder, scharf gegen den Pegmatit abgegrenzt und jedes beiderseits von einem Salband gröberen Kornes begleitet. Dieses Salband ist dann wieder vom Pegmatit durch ein glimmerfreies oder glimmerarmes, aber quarzreiches schmales Band getrennt. Fig. 2 zeigt eine Skizze dieser Bildungen. Ob diese Aplite jüngere Gänge sind, welche in den Pegmatit eindrangen oder ob sie nur Modifikationen des Pegmatits darstellen, wird sich schwer entscheiden lassen. Letzteres scheint wohl das wahrscheinlichste zu sein, da es sonst schwer erklärlich wäre, wie die jüngeren Aplitgänge so ganz geradlinig und parallel den Pegmatit durchsetzen sollten.

Die Aplite sind sehr feinkörnige helle Gesteine, in denen man mit bloßem Auge Quarz, Feldspat und Muskovit, manchmal auch einige Biotitblättchen wahrnimmt. Zuweilen tritt Granat in großer Menge auf, so daß das ganze Gestein damit gesprenkelt erscheint.

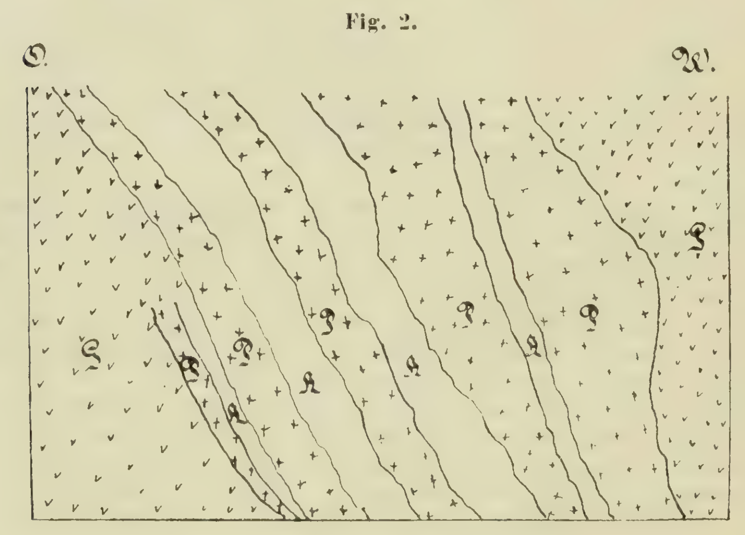
Mikroskopisch erkennt man als wichtigsten Feldspat den Albit, ebenso sicher bestimmbar wie im Pegmatit und von derselben Reinheit und Frische. Doch findet sich daneben ein Oligoklas-Albit,

dessen Elastizitätsaxe $\mathfrak{a}$ eine Lichtbrechung $\alpha = 1.533$ (= Nelkenöl) aufweist, welcher $\perp$ $\mathfrak{a}$ 6—7°, $\perp$ M u. P—6° ($\mathfrak{a}$ im stumpfen Winkel) Auslöschung zeigt.

Ein Karlsbader Doppelzwilling löscht bei 2—3° und bei 8° aus. Alles das weist auf einen An-Gehalt von 8—10% hin.

Dieser Oligoklas-Albit unterscheidet sich schon auf den ersten Blick vom Albit wegen seiner Serizitisierung. Außerdem zeigt er gewöhnlich einen schwächer lichtbrechenden und anders orientierten frischen Saum, welcher $\perp$ M u. P bis —14° auslöscht und im Karlsbader Doppelzwilling 8° und 13—14° Auslöschung aufweist, was beides auf reinen oder fast reinen Albit hinzeigt. Eine Gesetzmäßigkeit im

Fig. 2.



Pegmatitgang mit aplitischen Bändern.

Zwischen Preßburg und Ratzersdorf.

Maßstab: 1:20.

(Auf der Kartenskizze Nr. 2.)

G = Granit. — P = Pegmatit. — A = Aplit.

Auftreten beider Feldspate ließ sich nicht nachweisen. Zwei Dünnschliffe vom selben Handstück zeigen, daß an der einen Stelle reiner Albit vorhanden ist, an der anderen aber nur Oligoklas-Albit mit Albitsaum.

Mikroklin tritt in den Apliten sehr in den Hintergrund. Er ist meist durch Einschlüsse getrübt und enthält spindelförmige Plagioklase in perthitischer Verwachsung.

Der Quarz, frisch und wasserklar, mit vielen Flüssigkeitseinschlüssen, zeigt wenig Kataklase; meist ist er noch ganz einheitlich. Deutlich tritt sein Idiomorphismus hervor, sei es nun, daß er im Feldspat in wohlumgrenzten abgerundeten Kristallen eingeschlossen ist, sei es, daß er mit den übrigen Bestandteilen ein Pflaster bildet:

fast immer sind die Kristallumrisse deutlich zu erkennen. Es liegt also eine ausgesprochen granulitische oder aplitische Struktur vor.

Über den Muskovit ist nichts besonderes zu sagen. Sehr häufig ist er gerade nicht. Seine Ausbildung ist dieselbe wie im Granit. Noch viel spärlicher tritt der Biotit auf, teils noch frisch, teils grün gefärbt wie im Pegmatit und in ihm Epidot ausgeschieden.

Der Granat ist auch hier durchlöchert und mit Quarz erfüllt.

IV. Basische Ausscheidungen.

Basische Ausscheidungen kommen im Karpathengranit in zweierlei Ausbildungen vor. Die einen in Form von kleineren **basischen Putzen** mit dunkler Farbe sind eine große Seltenheit und nie von größerer Ausdehnung. Sie sind meist von rundlicher Gestalt und gegen den Granit unregelmäßig abgegrenzt. Man kann beobachten, wie Pegmatitgänge sie durchziehen. Vom Granit unterscheiden sie sich nur durch die Anhäufung von Biotit, welcher sich im Dünnschliff als frisch erweist, mit brauner, respektive hellgelber Farbe und vielen Sagenitnadeln. Nur am Rand beginnt schon die Zersetzung durch Ausscheidung winzig kleiner Mineralien der Epidotgruppe. Neben dem Biotit ist ein Plagioklas in sehr wechselnder Zusammensetzung häufig. Der Kern dürfte, soweit die vorgeschrittene Zersetzung eine Bestimmung zuläßt, ein Oligoklas sein. $\perp c$ ist die Auslöschung 2—3°, was einem *An*-Gehalt von etwa 15% entsprechen würde. Doch sind auch zweifellos basischere Plagioklase vorhanden, da in einem Schliff $\perp P$ und annähernd $\perp M$ die Auslöschung in den verschiedenen Teilen von + 2 bis + 7 (a im spitzen Winkel) geht, das bedeutet bis 25% *An*. Diese Plagioklase sind sehr stark zersetzt. Oft aber ist ein zersetzter Kern umgeben von einem mehr oder weniger breiten Saume eines frischen Plagioklases von geringerer Lichtbrechung. Dieser Saum konnte in vielen Fällen als Albit bestimmt werden: $\perp c$ 20°, $\perp a$ 16°, $\perp M$ und P — 14° Auslöschung.

Myrmekit ist auch hier vorhanden. Es gilt für ihn dasselbe wie beim Granit. Auch hier unterscheidet sich der myrmekitische Feldspat nicht vom quarzfreien, und Myrmekit ist auch dort vorhanden, wo der Plagioklas an Quarz oder selbst an Biotit angrenzt.

Weniger häufig als Plagioklas ist Mikroklin, zum Teil perthitisch mit Plagioklas verwachsen. Quarz, mit manchmal sehr starker undulöser Auslöschung tritt ohne alle Kristallform auf, bildet aber im Mikroklin kleine gerundete Körner.

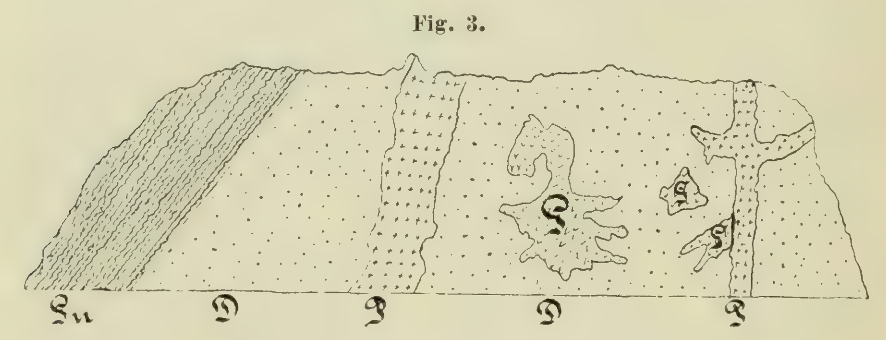
Muskovit findet sich bisweilen in kleinen, scharf umgrenzten Stücken im Plagioklas neben Serizit und im Biotit. Von den Nebengemengteilen ist auch hier Zirkon und Apatit zu erwähnen.

Mikroskopisch also zeigt das Gestein ganz den Habitus des Granits, nur durch das starke Hervortreten des Biotits von ihm verschieden.

Von größerer Ausdehnung und Bedeutung als die beschriebenen basischen Putzen ist ein anderes Gestein, welches schon längst als **Diorit** in der Literatur bekannt ist.

Schon Kornhuber hat ihn aus der nächsten Umgebung von Preßburg beschrieben[1]): „Ausgezeichnet tritt der Diorit im Tiefen Wege (Straße von Preßburg nach Blumenau) auf[2]), wo er gleich am Eingang zu beiden Seiten ansteht. Er geht allmählich in den Granit über und durchdringt denselben an anderen Stellen in mehr weniger mächtigen Gängen. Eine kleinere Partie taucht beim dritten Batzenhäusel im Granit auf und geht als zweiarmiger Gang zutage.“ Später berichtet er folgendes[3]): „Beim Graben eines Brunnens nördlich vom Tiefen Weg fand man erst Granit mit einem Pegmatitgang. Nach unten folgte grobkörniger Diorit so tief der Brunnen reichte, von ganz gleicher Beschaffenheit wie er am Eingang des Tiefen Weges ansteht.“ Es scheint ihm dadurch der Beweis erbracht, daß die beiden oberirdisch getrennten Putzen unterirdisch in Verbindung stehen. Diese Angaben sind um so wertvoller, da es jetzt sehr schwer möglich ist, die Lagerungsverhältnisse zu studieren.

Fig. 3.



Diorit im Tiefen Weg (nach v. Andrian).

(Auf der Kartenskizze Nr. 3.)

Gn = Gneis. — *D* = Diorit. — *P* = Pegmatit. — *G* = Granit.

Eingehender beschäftigt sich v. Andrian (l. c. pag. 335 und 336) mit dem Diorit. Von besonderer Bedeutung sind zwei Zeichnungen, welche er vom Diorit im Tiefen Weg und von dem an den Batzenhäuseln gibt, weil diese Zeichnungen aus einer Zeit stammen, als die Gesteine noch frisch waren, während heute die Verhältnisse wegen der fortgeschrittenen Verwitterung und wegen der Vegetation nicht mehr so klar zu überschauen sind. Es sei mir deshalb gestattet, diese Zeichnungen v. Andrians hier als Fig. 3 und 4 zu reproduzieren.

„Die Grenze zwischen Granit und Diorit läßt sich gut verfolgen. Im Diorit treten rötliche Partien von Granit und zahlreiche größere und kleinere Gangbildungen von weißen, feldspatreichen Ganggraniten (es sind Pegmatite gemeint) auf. An manchen

---

[1]) Verhandl. d. Vereines f. Naturkunde in Preßburg, Bd. I, pag. 3.

[2]) Auf der Kartenskizze pag. 3, Nr. 3 und 4.

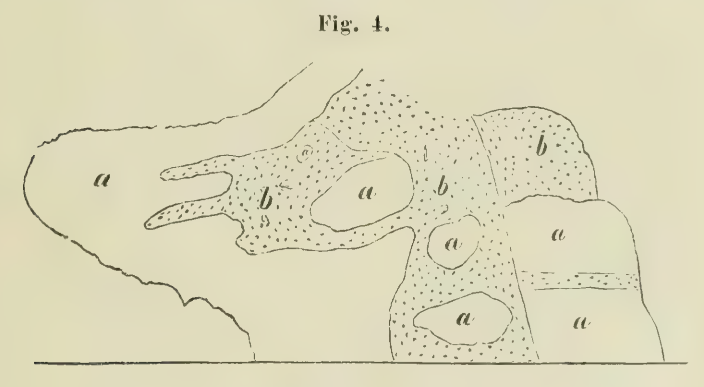
[3]) Verhandl. d. Vereines f. Naturkunde in Preßburg, Bd. II, Sitzungsber. 2. Heft, pag. 7.

Stellen sind die beiden Gesteine in komplizierten Begrenzungslinien durcheinander verschlungen ... In der Nähe des Batzenhäusels sind die Verhältnisse noch komplizierter. Der Diorit schwimmt im Granit, dieser aber durchsetzt den Diorit. Die Gänge fehlen hier." (Figur 4.)

Betrachtet man die Zeichnungen, so muß man unbedingt v. Andrian zustimmen, wenn er sagt: „Der Diorit ist eine gleichzeitige Massenausscheidung während des Festwerdens der Hauptmasse des Granits" oder, wie man sich heute ausdrücken würde: eine Konzentration der basischen Gemengteile.

Diese basischen Gemengteile herrschen nämlich im Diorit entschieden vor. Man erkennt makroskopisch braunen Biotit neben dunkelgrüner Hornblende in oft langgestreckten Säulen. Dazwischen tritt weißer oder gelblicher Feldspat und Quarz deutlich in die Er-

Fig. 4.



Diorit an den Batzenhäuseln (nach v. Andrian).

a = Diorit. — *b* = Granit.

scheinung. Das Gestein ist ungemein zähe, so daß es kaum gelingt, ein Handstück zu schlagen.

Der Feldspat ist ein Plagioklas; doch läßt seine starke Zersetzung eine genaue Bestimmung nicht zu. Der Rand ist fast immer mit Zersetzungsprodukten erfüllt, so daß eine Lichtbrechungsbestimmung fast ausgeschlossen erscheint. Doch konnte ein Bruchstück, welches den allerdings etwas schiefen Austritt der Mittellinie c zeigte, mit Anisöl verglichen werden. Letzteres besaß nach einer Messung mit dem Pulfrich-Abbeschen Totalreflektometer den Index 1·548. Es war α' kleiner, γ' größer als Anisöl und da hier α', ungefähr α und γ', ungefähr β entspricht, so ergibt sich: α kleiner, β größer als 1·548, das heißt der Plagioklas ist ein Oligoklas-Andesin. (Andesin ist schon ausgeschlossen, weil $\alpha = 1·549$ ist.) Dafür spräche auch die geringe Auslöschung in einem Schliffe $\perp c$ und verbunden damit die Auslöschung der Zwillingslamellen bei 14—15° in einem symmetrischen Schnitt. Die Zersetzung hat fast den ganzen Feldspat zu einem Aggregat von Serizit und Epidot gemacht.

Kalifeldspat fehlt vollständig. Quarz ist aber wohl ebenso häufig als Plagioklas, und zeigt gegen diesen manchmal deutlich Kristallform, während er sonst allotriomorph auftritt. Druckerscheinungen geben sich auch hier durch undulöse Auslöschung und durch Zerbrechung zu erkennen. Flüssigkeitseinschlüsse mit Libellen häufig.

Der Biotit ist zum Teil noch ganz frisch (tiefbraun bis hellgelb), zum Teil ist der in der Längsrichtung schwingende Strahl schon grünlich gefärbt. Dann beginnt zugleich an den Enden und auf Spaltrissen die Zersetzung. Einzelne Lamellen sind zu Pennin (anomale Interferenzfarben) geworden. Daneben ist Epidot ausgeschieden. Ein Teil des Biotits endlich ist ganz zu Epidot geworden. Dieser zeigt dann denselben Pleochroismus mit derselben Orientierung, wie er früher beim grünlichen Granit von Wolfstal beschrieben wurde (siehe pag. 9): Pleochroismus des Biotits und des Epidots entgegengesetzt, Auslöschung gleichzeitig. Der Epidotgehalt ist ein sehr hoher. Das Mineral steht aber immer in Beziehung zum zersetzten Biotit oder findet sich im Plagioklas.

Neben Biotit ist grüne Hornblende ein gewöhnlicher Bestandteil des Diorits: $\mathfrak{a}$ gelblich, $\mathfrak{b}$ gelblichgrün, $\mathfrak{c}$ blaugrün. Auslöschung in Schliffen $\#$ 010 15—16^0. Häufig findet man in größeren Individuen eine Zwillingslamelle nach 100 eingeschaltet. Daneben kommen auch einzelne nach derselben Fläche verwachsene Juxtapositionszwillinge vor.

Außer Epidot tritt noch Orthit auf, welcher aber nach Form und Vorkommen primärer Entstehung zu sein scheint. Jedenfalls hat er zum Biotit gar keine Beziehung. Sein Pleochroismus ist braun bis gelb, die äußere Zone viel intensiver gefärbt als der Kern. Die Doppelbrechung ist bedeutend schwächer als die des Epidots, was dann besonders hervortritt, wenn der Orthit von Epidot umrandet ist. Dann zeigt sich auch deutlich der Unterschied in der Auslöschungsschiefe.

Recht häufige Gemengteile sind noch Titanit, zum Teil mit Zwillingslamellen und Apatit.

Nach diesen Angaben ist also das Gestein als Quarzdiorit zu bezeichnen oder, wenn man genauer sein wollte, als Quarzglimmeramphiboldiorit. Für die nach den Lagerungsverhältnissen gut begründete Ansicht v. Andrians, daß der Diorit als eine gleichzeitige basische Ausscheidung des Granits aufzufassen sei, weil der Granit im Diorit schwimmt und der Diorit im Granit (Fig. 4) und weil beide mit Pegmatitgängen durchsetzt sind (Fig. 3), konnte mikroskopisch kein neuer Beweis erbracht werden. Es ergibt sich aber anderseits aus der mikroskopischen Untersuchung nichts, was gegen eine solche Annahme sprechen würde. Es handelt sich also hier um eine basische Ausscheidung im Innern der Granitmasse. Scheinbar liegt sie zwar am Rande, doch muß man wohl beachten, daß dieser Rand ein sekundärer ist, entstanden durch Abbruch der ungarischen Tiefebene. Wie weit der Granit unter ihr sich noch nach Osten erstreckt, ist uns verborgen.

V. Die Schieferzone.

Da der Granit mit seinem östlichen Rande, also auch die östliche Schieferhülle, unter der ungarischen Tiefebene verborgen liegt, so bleibt uns für die Betrachtung der Schiefergesteine nur der westliche Rand übrig. Hier sind vor allem die Kontaktverhältnisse vom petrographischen und geologischen Standpunkt ins Auge zu fassen, und das um so mehr, als man bis jetzt diese Verhältnisse in auffallender Weise ignoriert hat. Es ist zwar in der älteren und neueren Literatur eine Menge von Gesteinen beschrieben und auch mit mehr oder weniger glücklich gewählten Namen belegt worden; zwar heben die alten Beobachter Stur und v. Andrian übereinstimmend hervor, daß der Granit jünger sei als die Schiefer. Aber damit begnügten auch diese sich. Aus diesem Grunde wurde bei vorliegender Arbeit gerade den Kontaktverhältnissen ganz besondere Aufmerksamkeit geschenkt.

Sehr deutlich liegen diese Verhältnisse zutage in der Nähe von Kaltenbrunn, westlich der Eisenbahnstation Blumenau. Wählt man den Weg, welcher von Theben an der Kirche vorbei zum genannten Ort führt, so stößt man auf der letzten Anhöhe vor Kaltenbrunn, nachdem man eben den Wald verlassen hat, auf ein Konglomerat. Zahlreiche Abdrücke von Bivalven und Steinkerne von Gastropoden, besonders von *Conus* und *Turritella* beweisen, daß es das miocäne Leithakonglomerat der II. Mediterranstufe ist. Die Bestandteile des Konglomerats sind eckige Bruchstücke von Glimmerschiefer, mit viel Kalk verbunden. Geht man dann weiter abwärts auf Kaltenbrunn zu, so erreicht man diesen Glimmerschiefer selbst anstehend, zwar meist mit Löß bedeckt, aber doch in den cañonartigen Schluchten oft gut aufgeschlossen. Sein Streichen verläuft NO, das Fallen ist bei ziemlich steiler Schichtenstellung sehr wechselnd. Im Schiefer sieht man häufig Quarzgänge, manchmal mächtiger, manchmal dünne Adern bildend. Im allgemeinen halten sie sich ans Streichen, zeigen aber bisweilen auch bedeutendere Ausbauchungen, wobei sie die Schiefer auf die Seite drücken. Das Material ist grobkörniger Quarz. Nicht selten kann man aber neben dem Quarz große Muskovitblätter wahrnehmen, so daß dann das Gestein schon sehr an Pegmatit erinnert. Doch fehlt noch der Feldspat. Der Schiefer selbst ist ein Glimmerschiefer, in dem man makroskopisch Quarz, Biotit und Muskovit erkennt. Die Schieferung ist deutlich, aber nicht vollkommen.

Diese Verhältnisse halten an bis zur Kirche im Süden des Ortes. Ganz in der Nähe der Kirche findet man zum erstenmal an Stelle des Quarzes Pegmatitgänge im Schiefer, welche dann bis zum Granit sehr häufig sind. Am besten aufgeschlossen findet man sie, wenn man von der Kirche erst nach Süden geht und dann nach gut 100 Schritten in einen Hohlweg einbiegend nach Südosten [1]). Das Streichen der Schiefer ist hier wieder NO, das Fallen bald steil gegen SO, bald ebenso steil gegen SW. Eine sehr charakteristische

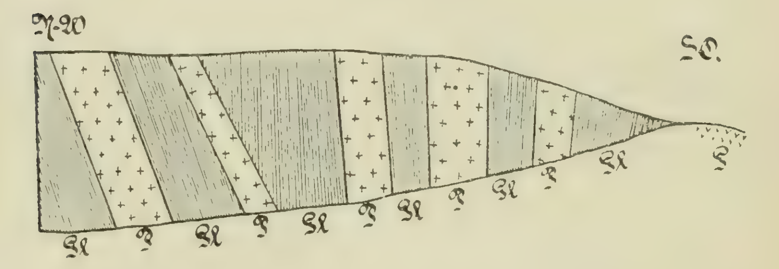
[1]) Auf der Kartenskizze mit Nr. 5 bezeichnet.

Partie dieses Aufschlusses gibt Figur 5. Die Pegmatitgänge halten sich für gewöhnlich ans Streichen, nur einer wurde beobachtet, welcher hiervon eine Ausnahme macht. In seltenen Fällen treten an Stelle der Pegmatite oder mit ihnen zugleich dieselben Quarzgänge auf, wie sie eben beschrieben wurden. So geht es fort etwa 300 *m* weit, von der Kirche an quer zum Streichen gerechnet. Dann verschwinden die Schiefer und die Bodenbeschaffenheit weist auf granitischen Untergrund hin. Die vielen Pegmatite, welche herumliegen, lassen vermuten, daß der Granit hier sehr pegmatitreich ist.

Es unterliegt nach dem Gesagten keinem Zweifel, daß wir uns hier in der Kontaktzone des Granits befinden. Den weiteren Verlauf der Schiefer nach Nordwesten verdeckt an diesem Orte das Leithakonglomerat. Man kann ihn aber an anderen Lokalitäten studieren. Doch möge zunächst die Beschreibung des Pegmatits und des Schiefers folgen.



Fig. 5.



Pegmatitgänge im Glimmerschiefer bei Kaltenbrunn.

Maßstab: 1:60.

(Auf der Kartenskizze Nr. 5.)

G = Granit. — *Gl* = Glimmerschiefer. — *P* = Pegmatit.

Die **Pegmatite** im Schiefer sind bei Kaltenbrunn nicht so grobkörnig, wie die meisten im Granit selbst. Von den Glimmern ist Muskovit bei weitem vorherrschend. Biotitblättchen bemerkt man nur vereinzelt. Mit der Lupe entdeckt man auch hier und da Granaten besonders zahlreich an der Schiefergrenze.

Mikroskopisch ergeben sich dieselben Verhältnisse wie bei den früher beschriebenen Pegmatiten (pag. 16). Der Plagioklas ist auch hier sehr sauer, ein Albit-Oligoklas ($\perp M$ und P — 5^0 Auslöschung, $\perp a$ gegen 8—10^0, Lichtbrechung: $\gamma < \omega$ des Quarzes, was alles auf ungefähr $10^0/_0$ *An* hinweist). Mit ihm verwachsen — den Rand bildend — kommt auch hier reiner Albit vor ($\perp M$ und P — 15^0 Auslöschung). Zum Teil ist der Plagioklas noch frisch, meist aber schon serizitisiert. Kalifeldspat ist äußerst selten oder fehlt ganz. Der Quarz ist zum Teil mit Plagioklas in ganz unregelmäßiger Form verwachsen. Beide Mineralien greifen oft zahnartig ineinander. Anderseits liegt der Quarz in abgerundeten Stücken im Plagioklas. Zertrümmerungserscheinungen treten auch hier auf.

Biotit ist, wenn vorhanden, nicht mehr ganz frisch, der vorherrschende Muskovit hingegen zeigt keine Einwirkung zersetzender Agentien. Der Granat tritt in kleinen, wohlumgrenzten Kristallen auf.

Die mikroskopische Untersuchung läßt also keinen Zweifel übrig, daß wir einen eigentlichen Pegmatit vor uns haben, mit der für diese Gesteine so charakteristischen Struktur. Die vollständige Übereinstimmung mit den Pegmatiten, welche aus dem Granit beschrieben wurden, beweist, daß sie die letzten Ausläufer des Granits darstellen.

Die **Schiefer**, in welchen die Pegmatite stecken, wurden als Glimmerschiefer bezeichnet. Parallel gelagerte Blättchen von Biotit und Muskovit in eine Quarzmasse eingebettet berechtigen zu diesem Namen. Allerdings ist die Schieferung nicht vollkommen; eine große Anzahl der Glimmerblättchen sind schief oder senkrecht zur Schieferfläche gestellt. Der reiche Biotitgehalt gibt dem Gestein eine dunkle Farbe.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt zunächst ein feinkörniges Quarzgemenge mit Pflasterstruktur. Zwischen den kleineren, durch kohlige Einschlüsse getrübten Quarzkörnern, finden sich zahlreiche größere, wasserhelle Quarze von derselben Beschaffenheit wie der Quarz, welcher in Adern und Gängen das Gestein durchzieht. Es scheinen dieses Neubildungen zu sein, während erstere den ursprünglichen Quarzgehalt des Gesteines darstellen. Kataklastische Phänomene sind an beiden zu beobachten, aber nie sehr bedeutende. Flüssigkeitseinschlüsse mit Libellen finden sich ebenfalls in beiden.

Neben dem Quarz treten einige Feldspatreste auf mit unregelmäßigen Umrissen, von schwächerer Lichtbrechung als Quarz, stark serizitisiert. Doch sind diese so selten, daß es nicht angeht, das Gestein deshalb zum Gneis zu stellen.

Meist in parallelen Lagen angeordnet durchzieht das Quarzpflaster ein gelbbrauner Biotit mit starkem Pleochroismus, so daß der quer zur Hauptzone schwingende Strahl fast farblos erscheint. Er bildet zerfetzte Lappen und enthält gewöhnlich Einschlüsse von Quarz und Erzen. Zersetzungserscheinungen fehlen.

Muskovit ist seltener als Biotit und nur selten parallel mit ihm verwachsen. Meist durchschneiden schmale Leisten von Muskovit den Biotit ohne Regelmäßigkeit. Anderseits tritt aber auch das umgekehrte Verhältnis auf.

Ein häufiger Bestandteil ist der Granat, ein gemeiner Granat mit guter Umgrenzung. Er ist stets durchlöchert und mit Quarz erfüllt.

Neben ihm tritt ebenso häufig Staurolith auf, ebenfalls zum Teil gut kristallographisch umgrenzt von den Flächen (001), (110), (010). Am häufigsten sind Querschnitte (in Schliffen ⊥ zur Schieferung), welche ein Prisma von etwa 130° und die Längsflächen (010) zeigen. Die Spaltbarkeit nach (010) ist oft deutlich, manchmal aber auch nicht zu sehen. ⊥ zu diesen Spaltrissen liegt die Achsenebene, also ∦ 100. Durchkreuzungszwillinge sind häufig, aber wie es scheint, immer nach Fläche (232) ($\frac{3}{2} P \frac{3}{2}$), so daß sich die Individuen unter einem Winkel von 60° kreuzen. Die Lichtbrechung nähert sich der des Granats, die Doppelbrechung ist 0·01, der Charakter der Haupt-

zone und des Minerals +. Der Pleochroismus zeigt sehr deutlich die für Staurolith charakteristische Orientierung: $\mathfrak{c}$ lebhaft gelb, $\mathfrak{a}$ und $\mathfrak{b}$ farblos oder doch nur mit schwach gelblichem Ton, das heißt $\mathfrak{c} > \mathfrak{b} = \mathfrak{a}$. Endlich ist noch die für Staurolith so bezeichnende Siebstruktur zu erwähnen: das Mineral zeigt zahlreiche Löcher, welche mit Quarz und Erzen ausgefüllt sind.

Sehr selten findet man auch einen braunen Turmalin mit typischem Pleochroismus und zonar aufgebaut.

Sehr häufig ist dagegen Eisenerz in unregelmäßig hexagonalen Blättchen und langgestreckten, seitlich scharf begrenzten Leistchen: Eisenglanz. Er findet sich in allen übrigen Bestandteilen.

Zirkon erkennt man im Biotit an den pleochroitischen Höfen.

In der Niederung von Blumenau sind die Schiefer von tertiären Bildungen überdeckt, tauchen dann aber nördlich von diesem Ort wieder auf. Hier sieht man sie ausgezeichnet aufgeschlossen an dem Wege, welcher von Blumenau zum Eisenbründl führt. 300 *m* weit sieht man beständig Schiefer mit Granit- und kleinen und großen Pegmatitgängen. Einmal ist ein solcher Gang grobkörnigen Pegmatits bis 10 *m* mächtig und durchschneidet die Schichtung der Schiefer in einem spitzen Winkel. Auf der Karte findet man hier tertiäres Konglomerat eingetragen.

Noch weiter im Norden treten dieselben Schiefer östlich vom Franzhof (an der Straße von Blumenau nach Bisternitz) auf, erst bloß in Fundstücken im Walde, dann aber im Tal des Zigeunerbaches sehr gut aufgeschlossen. Auf der Karte findet man auch hier an Stelle der Schiefer erst tertiäres Konglomerat, dann Granit verzeichnet. Im Zigeunerbachtal bilden die Schiefer steile Gehänge, was offenbar verursacht ist durch die zahllosen Quarzadern, welche das Gestein durchziehen und es so widerstandsfähig machen. Das Streichen ist auch hier NO mit wechselndem Fallen. Pegmatitgänge sind nicht so häufig, fehlen aber doch nicht ganz. Einmal wurde ein solcher von $1\,^1/_2$ *m* Mächtigkeit beobachtet, welcher sich ans Streichen der Schichten hält, während ein anderer in einem östlichen Seitental, $^1/_2$ *m* breit, die Schichtung quer durchbricht. Neben diesen Pegmatitgängen wurden noch häufig lose Stücke dieses Gesteins gefunden, so daß es doch auch hier nicht so selten sein kann, wie es nach den Aufschlüssen den Anschein hat. Schiefer sowohl wie Pegmatite zeigen eine so große Übereinstimmung mit den von Kaltenbrunn beschriebenen, daß weitere Angaben darüber überflüssig erscheinen.

Noch muß ein merkwürdiges Schiefervorkommen angeführt werden, welches nach der Karte beim Eisenbründl (östlich von Blumenau) beginnt und in ostwestlicher Richtung als schmaler Streifen quer den Granit durchsetzend den Ostrand des Gebirges südlich von Ratzersdorf erreicht. Auf der Karte Becks ist dieser Schiefer als Gneis ausgeschieden und im Text (pag. 6) wird er als „reiner Sedimentärgneis“ bezeichnet. Das Streichen der Schiefer, am Eisenbründl selbst gut aufgeschlossen, geht nach NO, entsprechend dem allgemeinen Streichen des Gebirges, während es mit der Längs-

erstreckung des Gneiszuges (OW) einen Winkel von 45° bildet. Das Fallen beträgt am Eisenbründl nur 20—25° gegen SO. Man sieht den Schiefer direkt unter den Granit einfallen.

Das Gestein führt hier den Namen „Gneis“ mit Recht, da der Feldspat, welcher im Kaltenbrunner Glimmerschiefer fehlt oder nur ganz untergeordnet auftritt, nun als wichtiger Bestandteil erscheint. Ob aber die Bezeichnung „reiner“ Sedimentärgneis ebenso zulässig ist, kann erst die mikroskopische Untersuchung zeigen. Im übrigen gleicht der Schiefer in seinem äußeren, makroskopischen Habitus so sehr den Kaltenbrunner Bildungen, daß es unmöglich wäre, beide voneinander zu unterscheiden.

Mikroskopisch beansprucht der Feldspat ein ganz besonderes Interesse. Der Plagioklas tritt in zwei Varietäten auf. Der eine ist vollständig frisch. Schliffe $\perp$ *M* und *P* zeigen —13 bis —14° Auslöschung; es ist also fast reiner Albit. Der andere ist stark serizitisiert. Seine Lichtbrechung konnte durch Vergleich mit Anisöl von dem Index 1·548 bestimmt werden. In einem Bruchstück $\perp$ *a* war die größte Lichtbrechung gerade gleich der des Anisöls, also γ = 1·548, das heißt der Plagioklas enthält 25% *An.* Damit stimmt auch die geringe Auslöschungsschiefe in Schliffen $\perp$ *c* überein. Wegen der so weit vorgeschrittenen Zersetzung war eine Bestimmung nach anderen Methoden nicht möglich. Zonar gebauter Plagioklas tritt auch auf, aber so selten und in so schlechter Ausbildung, daß nichts näheres darüber ausgesagt werden kann. Beide Feldspate finden sich im allgemeinen an verschiedenen Stellen des Schliffes getrennt.

Diese merkwürdige Erscheinung wird dem Verständnis näher gebracht durch die Beobachtung der Lagerungsverhältnisse der Schiefer, welche gerade am Eisenbründl in einen großen Steinbruch sehr klar zu überschauen sind. Der Schiefer, welcher dort mit 20—25° unter den Granit einfällt, wird von zahlreichen Gängen eines grob- oder meist verhältnismäßig feinkörnigen Pegmatits und eines feinkörnigen Granits durchadert. In den oberen Teilen des Steinbruches ist die Grenze zwischen Schiefer und Granit aufgeschlossen und je mehr man sich letzterem nähert, desto mehr sind Granit oder Pegmatit und Schiefer durcheinandergeknetet: Schollen von Schiefer stecken im Granit und wiederum durchdringt der Granit den Schiefer und sendet Pegmatitgänge in ihn hinein. Überträgt man diese Verhältnisse auf den Dünnschliff, so ist es leicht verständlich, woher die beiden verschiedenen Feldspate stammen: da der Granit stets Oligoklas führt, der Pegmatit aber Albit in größerer oder geringerer Reinheit, so liegt es nahe, den basischeren Plagioklas als einen Teil des eingedrungenen Granits, den Albit aber als vom Pegmatit herrührend zu betrachten. Wir hätten danach also ein Sedimentgestein, welches Eruptivmaterial aufgenommen hat, einen Paragneis. Diese Anschauung bestätigte die Untersuchung eines Schliffes, welcher gerade durch die Grenze von Granit und Schiefer ging, also beide enthielt. Dem Granit fehlt der Kalifeldspat und der Plagioklas schwankt zwischen 18 und 27% *An,* beide Mischungen zum Teil zonar verbunden. Quarz und Plagioklas sind nicht selten pegmatisch verwachsen. Man sieht nun den Plagioklas mit

demselben Amortitgehalt und in derselben Ausbildung in den Schiefer übergehen, ohne daß man Plagioklas des Granits und Plagioklas des Schiefers unterscheiden könnte. Der Albit fehlt hier, wohl weil kein Pegmatit in der Nähe ist.

Weiters ist über den Schiefer nichts mehr zu sagen. Was vom Kaltenbrunner Schiefer mitgeteilt wurde, gilt auch hier, mit der einzigen Ausnahme, daß Staurolith und Turmalin fehlen, während Granat ebenso wie dort vorhanden ist. Geologisch betrachtet ist die ganze Gneisscholle wohl eine Schieferpartie, welche in dem noch flüssigen Granit einsank und so vor der Denudation bewahrt blieb, welcher die Decke des Lakkolithen anheimfiel.

Südlich von Kaltenbrunn ist der Kontakt zwischen Granit und Schiefer und zum größten Teil auch der Schiefer selbst unter einer mächtigen Lößdecke begraben oder aber die Waldungen verhindern das Studium am anstehenden Material. Erst bei Theben, in dem bekannten Profil des Schloßberges (auf der Kartenskizze mit Nr. 6 bezeichnet), kommt vom Schiefer ein Teil wieder zum Vorschein. Es sind aber hier keine Glimmerschiefer mehr, sondern Phyllite; nur am östlichsten Teil des Schloßberges findet man noch Gesteine, welche makroskopisch wie mikroskopisch als Übergänge zwischen dem Phyllit von Theben und dem Glimmerschiefer von Kaltenbrunn betrachtet werden müssen. Makroskopisch erkennt man noch deutlich den Biotit und eine feinkörnige Quarzmasse. Unter dem Mikroskop erblickt man wiederum ein feinkörniges Gemenge von Quarz, wozu hier auch stark serizitisierte Feldspatbruchstücke kommen und sehr viele Fetzen von Biotit. Dieser ist teils braun mit Pleochroismus von braun bis fast farblos, teils grün (Pleochroismus grün bis gelb). Es ist eine Grünfärbung des ursprünglich braun gefärbten Biotits, wie die Übergänge klar zeigen. Daneben aber findet man auch grünlichen Chlorit mit viel schwächerem Pleochroismus und sehr schwacher Doppelbrechung, Pennin, welcher zum Biotit keine Beziehung erkennen läßt und wohl demselben Prozeß seine Entstehung verdankt, wie dieser.

Während also bei den Kaltenbrunner Glimmerschiefern vom ursprünglichen Gestein fast nur noch der Quarz unverändert erhalten ist, die anderen Bestandteile hingegen im Glimmer, im Granat und im Staurolith zu neuen Mineralien umgebildet wurden, haben wir in dem zuletzt beschriebenen ein Gestein vor uns, dessen klastischen Bestandteile noch gut erhalten sind, dessen Umwandlung erst zur Neubildung kleiner Biotit- und Chloritfetzen geführt hat, während die Hauptmasse unverändert blieb.

Noch deutlicher kommt dies zum Ausdruck bei dem nun nach Westen folgenden Phyllit. Es ist ein grünlich-graues Gestein, mannigfach gefältelt und mit zahlreichen Quarzadern durchzogen. Auf den Schichtflächen beobachtet man die charakteristischen Serizitmembranen. Unter dem Mikroskop sieht man in Schliffen $\perp$ zur Schieferung zunächst parallele Lagen von Serizit, welche in Schlangenlinien den Schliff durchziehen, entsprechend der makro-

skopisch erkennbaren Fältelung. Gegenüber diesem Serizit, in dem man manchmal auch einen grünlichen Glimmer findet, verschwinden die Quarzkörnchen fast ganz. Biotit- und Chloritschüppchen finden sich auch hier, wie im vorhergehenden Gestein, aber sie sind nur klein und noch schlechter begrenzt. Von Bedeutung ist noch das Auftreten von Turmalin mit einem Farbenton, welcher zwischen braun und grün liegt. Rutil ist in winzig kleinen Individuen und Zwillingen sehr häufig, Zirkon selten.

Die Quarzadern bestehen aus frischem, nicht kataklastischen Quarz von etwas gröberem Korn, als er in der Hauptmasse vorkommt. Sie gehen genau parallel der Schichtung und machen die Fältelung im großen und ganzen mit, aber nicht in all ihren Feinheiten. Stellt man sich die Frage: woher diese Quarzadern? so muß man wohl antworten: sie sind sekundärer Entstehung. Wären sie im Schiefer gewesen bei der Faltung des Gesteins, so bliebe es unverständlich, wie sie bei dieser intensiven Fältelung, die sie hätten mitmachen müssen, unzertrümmert erhalten geblieben wären. Denkt man sich aber, eine Quarzlösung drang später in das Gestein, so sieht man leicht ein, daß eine solche gerade die Schichtfugen bevorzugte und, da diese in der mannigfaltigsten Weise verbogen waren, so mußte der neugebildete Quarz sich den Biegungen anbequemen. Man wird aber wohl nicht fehl gehen, wenn man die Quarzlösung mit der Intrusion des Granits in Verbindung bringt. Wir sahen ja in Kaltenbrunn Pegmatitgänge allmählich in Quarzgänge, zum Teil noch muskovitführend, übergehen, eine Erscheinung, die ja auch in anderen Gegenden beobachtet wurde, und zwar immer in Schiefern, welche weiter vom Granit entfernt sind.

Senkrecht oder spitzwinklig zur Schichtung und den Quarzadern durchzieht das Gestein ein System von zahlreichen Klüften, welche makroskopisch den Eindruck einer transversalen Schieferung hervorrufen. Im Dünnschliff sind sie leicht kenntlich durch ihre schmutzigbraune Verwitterungszone. Die Glimmerblättchen werden an der Kluft verbogen („geschleppt"), die Quarzadern durchgerissen und gegeneinander verschoben: kurz, es ist ein mikroskopisches Bild von Verwerfungen, wie man es sich nicht schöner denken kann. In der Nähe der Risse zeigt der Gangquarz deutlich undulöse Auslöschung. Die Bildung der Klüfte gehört somit einer späteren Periode an, als das Eindringen des Quarzes.

Diese transversale Schieferung des Phyllits bewirkt, daß das Gestein sich stellenweise viel leichter nach den Klüften als nach den Schichtflächen absondert, und wenn man nicht genauer untersucht, wird man unschwer dazu kommen, diese Absonderung mit der Schichtung zu verwechseln. Diesen Fehler haben tatsächlich bis jetzt die Geologen, welche sich mit dem Thebener Schloßberg beschäftigten, begangen. So v. Andrian[1]) und Beck[2]). Sie zeichnen beide den Phyllit so, als wenn sein westlichster Teil nach SO einfiele. Beck aber ist außerdem noch ein anderes Versehen unterlaufen.

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1864, Bd. XIV, pag. 346.
[2]) Zur Geologie der Kleinen Karpathen, pag. 46, Fig. 14.

Wie der westlichste Teil der Phyllite bei ihm nach SO einfällt, so auch die noch weiter nach Westen folgenden Quarzite. Die Folge dieses Irrtums war die Annahme einer umgekippten Lagerung der ganzen Schichtserie, so daß der Lias zu unterst kam, eine Lagerung, wie sie in der ganzen Umgebung nicht vorkommt und deshalb auch für den Schloßberg sehr unwahrscheinlich erscheinen mußte. Es ist also jetzt das Profil dahin zu korrigieren, daß sämtliche Bildungen, Schiefer sowohl wie Quarzite, nach NW einfallen. Es läßt sich diese Lagerung bei den Phylliten in ganz ausgezeichneter Weise durch Verfolgung der Quarzadern feststellen, welche konstant nach NW fallen und deren Verlauf, den Untersuchungen im Dünnschliff zufolge, ebenso konstant die Schichtung angibt. Auch die Kalkschiefer in der Mitte des Profils dürften dieser allgemeinen Richtung folgen und auch ihr SO-Einfallen nur scheinbar sein, ebenfalls die Folge einer Druckschieferung. Figur 6 gibt das korrigierte Profil. Es wurde nach Photographie hergestellt und bringt nur Beobachtetes zur Darstellung.

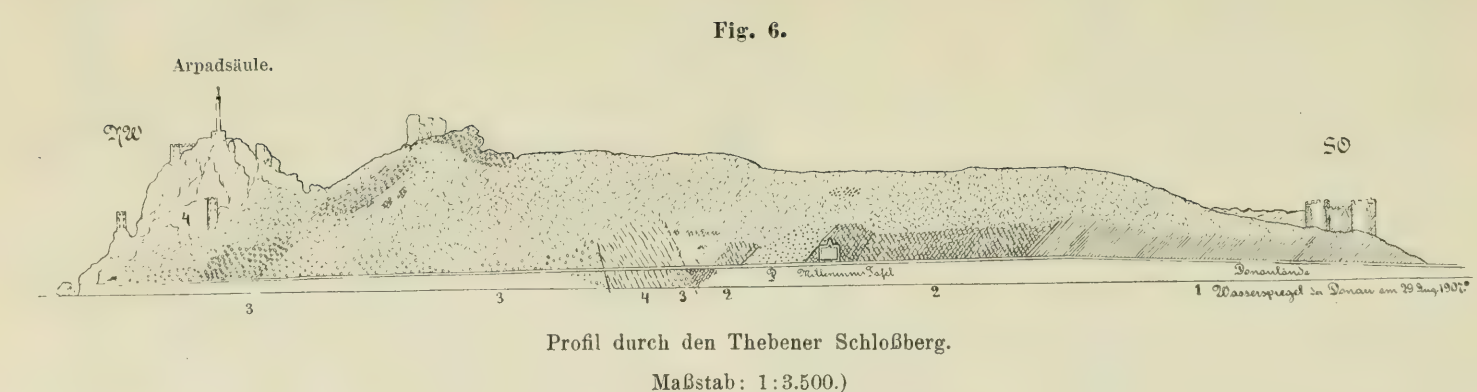
Am rechten Donauufer findet man den Phyllit nicht mehr wieder, wohl aber treten am Braunsberge Schiefer auf, welche den vom Ostrand des Thebener Schloßberges beschriebenen sehr ähnlich sehen. Doch zeigt sich unter dem Mikroskop, daß die Metamorphose schon bedeutend weiter fortgeschritten ist. Der Biotit ist bereits merklich besser ausgebildet. Außerdem findet sich neben den serizitisierten Feldspatbruchstücken ein ganz frischer, neugebildeter Plagioklas, welcher $\perp M$ und P —13 bis —14⁰ Auslöschung zeigt, also wieder dem Albit nahe steht. Außerdem tritt auch Granat in vereinzelten Körnern auf. Dadurch nähert sich dieser Schiefer denen von Kaltenbrunn. Leider ist es nicht möglich, mit Bestimmtheit das Verhältnis dieses Schiefers zum Granit zu bestimmen, da alles mit Donaualluvionen überdeckt ist. Doch ergibt sich aus der Kartenskizze (pag. 3) als sehr wahrscheinlich, daß der Granit, welcher etwas schief zum Streichen des Gebirges herüberzieht (die wahrscheinliche Granitgrenze wurde durch eine gestrichelte Linie angedeutet), sich hier am Braunsberge dem Schiefer mehr genähert hat, und so wäre die höhere Metamorphose leicht verständlich.

Wenn das sich wirklich so verhält, dann müßten die Gesteine am Hainburger Schloßberge (auf der Kartenskizze Nr. 7) einen noch höheren Grad der Metamorphose zeigen, weil hier der Granit ganz nahe an sie herantreten muß. Und in der Tat ist das, was am Hainburger Schloßberg beobachtet wurde, geeignet, diese Voraussetzung voll und ganz zu bestätigen. Es ist zwar ein wenig ausgedehntes, aber dafür um so interessanteres Profil, welches am Ostabhange dieses Berges studiert werden konnte.

In den Weinbergen und auf den Wegen findet man nicht selten Gesteine, welche bald auffallen und mit den bis jetzt beschriebenen gar keine Übereinstimmung zeigen. Ein Verfolgen dieser Funde führte unmittelbar oberhalb der Weinberge am Südostabhange des Schloßberges zu einigen anstehenden Felsen, welche zusammen mit dem Schloßberg selbst ein interessantes Profil ergaben. Figur 7 gibt die Verhältnisse wieder, wobei allerdings einzelne Schichten zu mächtig eingetragen wurden, weil anderenfalls die Schichtfolge zu undeutlich



Fig. 6.



Profil durch den Thebener Schloßberg.

Maßstab: 1:3.500.)

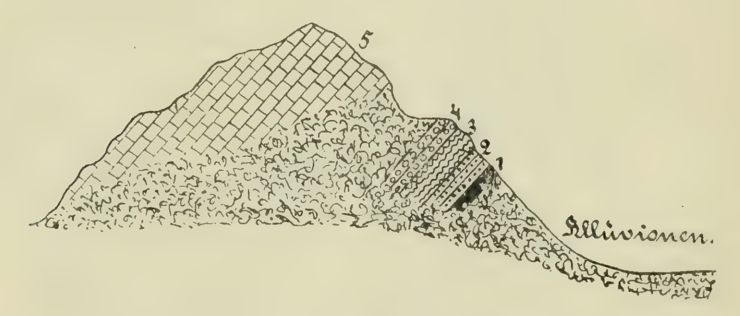
(Auf der Kartenskizze Nr. 6.)

1. Übergang von Glimmerschiefer in Phyllit. — 2. Phyllit. (Die gewundenen Linien bezeichnen die Schichtung, die unterbrochenen die Klüftung.) — 3. Quarzit. — 4. Liaskalk. — *P.* Porphyroid.

3 und 4 wiederholen sich, wohl infolge Verwerfung. — Die westliche Grenzlinie zwischen 3 und 4 ist deutlich zu sehen. Die Begrenzung von 3 und 4 im Osten und von 3 und 2 nur sehr undeutlich. Die vermutliche Grenze wurde unterbrochen gezeichnet. Die unterbrochenen Linien bei 4 in der Mitte des Profils bezeichnen wahrscheinlich nur transversale Schieferung, entsprechend der transversalen Schieferung des Phyllites.

geworden wäre. Zu unterst findet man dieselben Schiefer wie in Kaltenbrunn. Anstehend wurden sie zwar nicht gesehen. Doch liegen die Fundstücke so, daß ihre Stellung im Profil gesichert erscheint. Dann folgt ein typischer Kalksilikathornfels; es ist ein massiges, dunkles, splittrig brechendes Gestein, zum Teil deutlich gebändert, indem dunkle und gelblichgrüne Lagen abwechseln. Die Mächtigkeit beträgt nur einige Dezimeter. Dann schließt sich ein schiefriges Gestein von grünlicher Farbe an; stellenweise ist es gefältelt und von phyllitischem Aussehen. Grünschiefer dürfte die passendste Bezeichnung sein. Auch seine Mächtigkeit ist gering. Das nun folgende Gestein ist wieder ein schwarzer, gebänderter Hornfels von großer Härte und splittrigem Bruch. Er geht nach oben über in bräunlich verwitterten Quarzit. Aber auch diese Bildungen sind so wenig mächtig, daß sie bis jetzt mit Einschluß der vorhergehenden ganz übersehen wurden. Der Hainburger Schloßberg besteht ganz aus Liaskalk,


Fig. 7.



Profil durch den Hainburger Schloßberg.

(Auf der Kartenskizze Nr. 7.)

1 Glimmerschiefer. — 2. Kalksilikathornfels. — 3. Grünschiefer. — 4. Quarzhornfels und Quarzit. — 5. Liaskalk.

welcher kristallinische Struktur zeigt und stellenweise sogar in mittelkörnigen Marmor übergeht. Zunächst möge die mikroskopische Beschreibung aller dieser Gesteine folgen.

Der Glimmerschiefer, äußerlich dem Kaltenbrunner Schiefer sehr ähnlich, zeigt auch unter dem Mikroskop mit ihm gute Übereinstimmung. Gut ausgebildete Granaten und Staurolithe findet man in großer Menge. Häufig ist auch ein brauner bis grüner Turmalin. Auch Chlorit von schwacher, kaum merklicher Doppelbrechung (Pennin), ist vorhanden. Daraus ergibt sich, daß der Schiefer einen sehr hohen Grad der Metamorphose zeigt, was ausgezeichnet zum nun folgenden Gestein paßt. Dieses wurde als Kalksilikathornfels bezeichnet, ein Name, welchen man ihm schon ohne Bedenken beilegt, wenn man es makroskopisch betrachtet. Durch die mikroskopische Untersuchung aber wird er voll und ganz bestätigt. Der Hauptsache nach besteht dieser Hornfels aus Diopsid und Klinozoisit. Ersterer ist farblos und zeigt eine Auslöschung, welche in Schliffen # (010) immer etwas

unter 40° bleibt. Die Spaltbarkeit oder Absonderung nach (100) tritt in Querschnitten noch deutlicher hervor als die prismatische Spaltbarkeit. Auf den Spaltrissen hat sich Kalkspat angesiedelt. Der Diopsid ist meistens durchlöchert und umschließt zahlreiche, vollkommen umgrenzte Individuen von Klinozoisit. Die Bestimmung als Klinozoisit ist leicht und sicher auszuführen, da Zwillinge nach (100) vorhanden sind, welche die Lage der Elastizitätsachse $\mathfrak{a}$ zu bestimmen ermöglichen. Diese weicht in solchen Schliffen etwa 2° nach vorn von der c-Achse ab. Ebenso weist der + Charakter des Minerals auf Klinozoisit hin, sowie die geringe Doppelbrechung, welche stellenweise nur die Höhe 0·003—0·004 erreicht, allerdings auch bis 0·01 gehen kann. Da beide Mischungen unregelmäßig durcheinanderliegend vorkommen, so ergeben sich daraus fleckige Interferenzfarben. Anomale Interferenzfarben fehlen. Wenn der Klinozoisit nicht im Diopsid liegt, bilden seine Körner ein ausgesprochenes Pflaster.

Kalzit ist an manchen Stellen des Schliffes in zwillingslamellierten großen Stücken angehäuft. Auch findet man eine blaugrüne Hornblende ($\mathfrak{a}$ schwach gelblich, $\mathfrak{b}$ gelblichgrün, $\mathfrak{c}$ blaugrün) mit etwa 20° Auslöschung auf der Symmetriefläche.

Endlich kommt noch dazu eine farblose Masse mit schwacher Doppelbrechung. Es scheint stark zersetzter Feldspat zu sein. Eine nähere Bestimmung ist nicht möglich.

So weisen also Mineralkombination wie Struktur — ausgesprochene Sieb- und Pflasterstruktur — auf einen Kalksilikathornfels hin. Einen ganz anderen Typus stellt das nun folgende Gestein dar. Es wurde als Grünschiefer bezeichnet. Makroskopisch unterscheidet man keine Mineralien wegen der überaus feinkörnigen Beschaffenheit. Unter dem Mikroskop ergibt sich als Hauptbestandteil Hornblende, welche sich aber nach ihren mikroskopisch erkennbaren Eigenschaften mit keiner bekannten Mischung aus der Hornblendegruppe vollständig identifizieren läßt. In Schliffen # der Symmetrieebene ist deutlicher Pleochroismus vorhanden: $\mathfrak{a}$ fast farblos, $\mathfrak{c}$ mattgrün mit einem violetten Ton. In Schliffen nach (100) ist der Pleochroismus schwächer; $\mathfrak{b}$ nimmt einen gelblichen Ton an. In Querschnitten endlich ist der Pleochroismus wieder ziemlich stark, doch noch immer weit zurückstehend hinter dem der grünen Hornblende. Es ergibt sich so als Regel: $\mathfrak{a}$ fast farblos, $\mathfrak{b}$ gelblichgrün, $\mathfrak{c}$ mattgrün mit violettem Ton. Der optische Charakter ist +, wie sowohl in Schliffen fast $\perp$ zu einer Achse, als auch in Schliffen # zur Achsenebene unzweifelhaft bestimmt werden konnte. Nach der Krümmung der Hyperbel dürfte $2\,V = 80°$ sein. Licht- und Doppelbrechung haben dieselben Werte wie bei der grünen Hornblende. Es ist also eine Hornblende, welche nach Farbentönen und optischem Charakter dem Pargasit nahezustehen scheint, sich aber durch den größeren Achsenwinkel von ihm unterscheidet. Leider ist es nicht möglich, reines Material für eine chemische Analyse zu gewinnen.

Neben der Hornblende sieht man häufig einen farblosen oder gelblichbraunen Glimmer, lamellar verwachsen mit einem farblosen Chlorit, welcher gerade auslöscht und eine Doppelbrechung

von ungefähr 0·006—0·007 zeigt. Vom Glimmer unterscheidet er sich außerdem noch durch negativen Charakter der Hauptzone. Alles das weist auf Klinochlor hin. Der Glimmer ist teils farblos, teils gelbbraun mit deutlichem Pleochroismus. Da sich zwischen beiden Übergänge finden, so war der ursprüngliche Glimmer wohl Biotit oder vielleicht auch Phlogopit. Das Mineral ist erfüllt mit dunklen, nicht näher bestimmbaren Umwandlungsprodukten. Die Chloritglimmerindividuen umschließen oft die Hornblende, deren Längsschnitte keine Endflächen zeigen, während Querschnitte von Prismen begrenzt sind. Nie aber enthält die Hornblende Chlorit- oder Glimmereinschlüsse.

In allen Bestandteilen eingeschlossen findet sich Titanit in zahlreichen kleinen, oft langgestreckten Fetzen, welche untereinander parallel gelagert das Gestein in gewundenen Linien durchziehen. Größere Stücke zeigen deutlich den kleinen + Achsenwinkel mit starker Dispersion ($r > v$). Fast immer liegt im Kern eine schwarze Erzpartie: Titaneisen.

Klinozoisit und Kalzit treten nur an einzelnen Stellen des Schliffes auf, noch seltener Apatit und Rutil.

Die Fältelung, welche man makroskopisch stellenweise beobachtet, beruht auf einer helizitischen Windung parallel gelagerter Hornblendenädelchen.

Fragt man sich nun, welche Gesteine ursprünglich vorgelegen haben mögen, durch deren Metamorphose der Kalksilikathornfels und der Grünschiefer hervorgingen, so kann die Antwort bei ersterem keine Schwierigkeit bereiten. Der Mineralbestand weist unbedingt auf ein kalkreiches Sediment hin. Der Gedanke an ein basisches Eruptivgestein ist völlig ausgeschlossen, wie folgende Überlegung zeigt: da das Gestein beinahe zur Hälfte aus Klinozoisit besteht, so würde dieser allein schon 10—12% CaO liefern. Dazu kommt aber noch eine nicht unbeträchtliche Menge freien $CaCO_3$ und der CaO-Gehalt des Diopsids, so daß 30% CaO gewiß nicht zu hoch angenommen ist. So viel weist aber kein einziges Eruptivgestein auf. Es bleibt also nur ein etwas dolomitischer Mergel übrig.

Eher könnte man bei dem Grünschiefer an ein umgewandeltes basisches Eruptivgestein denken. Das Verhältnis des CaO zu MgO, wie es im Pargasit, dem Hauptbestandteil, vorliegt, würde gerade dem eines Diabases entsprechen. Das bestätigte eine angenäherte Bestimmung von SiO_2, Al_2O_3, CaO und MgO. Für eine solche Annahme spricht endlich auch der hohe Titangehalt, wie er sich im Titanit und Titaneisen kundgibt. In einem Sedimentgestein würde er wohl kaum zu erklären sein.

Keines von beiden Gesteinen konnte an einer anderen Stelle anstehend aufgefunden werden. Doch liegen am Ostabhange des Braunsberges, in Kaltenbrunn und weiter nördlich beim Franzhof lose Fundstücke des Grünschiefers und bei Kaltenbrunn mit ihm eng verbunden der Kalksilikathornfels. Auch noch weiter nach Norden ist der Grünschiefer recht häufig, wie aus dem Material ersichtlich ist, das mir vom geologischen Institut der Universität Wien gütigst zur Verfügung gestellt wurde.

Im Profil des Hainburger Schloßberges findet man über dem Grünschiefer „Quarzhornfels“ und Quarzit eingetragen. Es ist der Name „Quarzhornfels“ gewählt worden, weil der äußere Habitus ganz der eines Hornfelses ist und weil das Gestein makroskopisch wie mikroskopisch eine große Ähnlichkeit zeigt mit unzweifelhaften Hornfelsen, welche bei Klausen in Südtirol (Tinnebachtal) am Dioritkontakt auftreten. Es erscheint unter dem Mikroskop ein Quarzpflaster, welches mit Graphitbändern durchzogen ist. Diese geben dem Gestein makroskopisch gebändertes Aussehen. Außer winzigen Muskovitblättchen fehlen andere Mineralien. Auf den Namen Quarzhornfels soll kein besonderes Gewicht gelegt werden; man könnte das Gestein ebenso gut als „graphitführenden Quarzit“ bezeichnen und es damit zu dem nun nach oben sich anschließenden, hier nur wenig mächtigen Quarzit stellen. Es ist dieser Quarzit von derselben Beschaffenheit wie die großen Quarzitmassen, welche weiter nach Norden immer das Liegende der Liaskalke bilden. Deshalb möge die Beschreibung dieser hier sofort angeschlossen werden. Meist ein feinkörniges, weißes oder auch gelblichbraunes Gestein, deutlich in Bänken abgesondert, hat der Quarzit nicht selten Einlagerungen eines groben Konglomerats, dessen abgerundete Gerölle wieder nur aus Quarz bestehen. Unter dem Mikroskop sieht man ein stark kataklastisches Quarzpflaster, aus eckigen Quarzkörnern mit zahlreichen Flüssigkeitseinschlüssen bestehend. Ein Bindemittel fehlt meistens, wenn aber vorhanden, besteht es aus serizitischem Material. Manchmal sind die Quarze zu ganz kleinen Körnern zertrümmert. Stellenweise findet sich in diesen Zertrümmerungsprodukten oder auch auf der Grenze der Quarzkörner ein stark licht- und schwach doppelbrechendes Mineral von so kleinen Dimensionen, daß eine sichere Bestimmung nicht möglich war. Nach Licht- und Doppelbrechung dürfte es Zoisit sein. Wo dieses Mineral recht zahlreich wird, zeigt der Quarzit dunkle, fast schwarze Flecken. Die makroskopischen Eigentümlichkeiten der Quarzite in ihren verschiedenen Varietäten und ihr geologisches Auftreten beschreibt Beck[1]) so ausführlich, daß eine Wiederholung überflüssig erscheint.

Die metamorphe Beschaffenheit der Liaskalke in den Kleinen Karpathen wurde schon von Beck[2]) hervorgehoben. Er beobachtete in den Kalken oft Serizitschüppchen und an den Mergelschiefern, welche mit den Kalken in inniger Beziehung stehen, nicht selten ein phyllitisches Aussehen, ferner bei manchen Kalken, wie bei denen von Ballenstein, Hainburg und im Modreiner Gebirge eine „halbkristallinische“ Beschaffenheit. Letzteres ist besonders auffallend bei den Liaskalken unseres Profils (Figur 7) am Hainburger Schloßberg. Alle Kalke sind zwar feinkörnig, aber doch deutlich kristallinisch. Am Ostabhange, ganz in der Nähe der Hornfelse, fanden sich sogar Stücke, welche den Laaser Marmor im Korn

[1]) Zur Geologie der Kl. Karpathen, pag. 7 u. 8.
[2]) Ib., pag. 20 u. 21.

bedeutend übertreffen und wie die Marmore von Wolfsberg in Kärnten beim Schlagen den bekannten Geruch hervorbringen. Unter dem Mikroskop erkennt man gut ausgebildete, zwillingslamellierte Kalzitkörner, die verzahnte Struktur zeigen. Andere Mineralien sind nicht vorhanden; der Kalzit ist vollständig rein. Betrachtet man dagegen die Kalke am Thebener Schloßberg, so fällt sofort der Unterschied auf: diese Kalke erscheinen auf den ersten Blick als ganz normale Sedimente. Erst bei genauerem Zusehen entdeckt man auch hier die beginnende Metamorphose. Doch sind, wie sich im Dünnschliffe zeigt, die Kalzitkörner viel kleiner als am Hainburger Schloßberg.

Als letztes Gestein wäre nun noch zu beschreiben ein ganz lokales Vorkommen eines Porphyroides am Thebener Schloßberg, als, wie es scheint, konkordante Einlagerung in den Phylliten. (Siehe Figur 6.) Beck erwähnt diese Bildung pag. 7 seiner Monographie und gibt folgende Beschreibung: „Es sind meist hellgrüne, körnig-schiefrige Gesteine. Die Quarzkörner zeigen sehr häufig die Erscheinung der sogenannten Taschen und durchaus undulöse Auslöschung. Orthoklas, Plagioklas und Mikroklin bilden nebst den Quarzkörnern die wichtigsten Einsprenglinge; Glimmerblättchen treten nicht sonderlich hervor. Die feinkörnige Grundmasse besteht größtenteils aus einem Gemenge von Quarz und Feldspat, untermengt mit Serizit." Orthoklas und Mikroklin sind frisch, der Plagioklas serizitisiert; letzterer ist ein Oligoklas. Nicht bloß der Quarz ist zertrümmert, sondern auch der Kalifeldspat. Ein Kristall zum Beispiel ist mehreremale zerbrochen und die einzelnen Teile gegenseitig verschoben. Die Risse aber wurden mit Quarz ausgefüllt. Es sieht aus, als wenn der Quarz sich hineingefressen hätte. Wenige ausgebleichte Biotite und kleine Muskovitblättchen kommen außer Quarz und Feldspat als Einsprenglinge vor. Die Grundmasse sieht einem Phyllit nicht unähnlich, indem der Serizit sich durch das Gestein hindurchwindet. An Nebengemengteilen findet man Zirkon und Rutil und ziemlich häufig einen grünlichen Turmalin. Aus all diesem ersieht man, daß der Porphyroid aus einem Quarzporphyr durch starke Pressung und Zersetzung hervorgegangen ist. Der Turmalin aber scheint auf eine Einwirkung des Granits hinzuweisen.

VI. Zusammenfassung und allgemeine Ergebnisse.

Fassen wir nun das Ergebnis der Untersuchung kurz zusammen: Die Hauptmasse der Kleinen Karpathen besteht aus einem Zweiglimmergranit mit zahlreichen, zum Teil recht mächtigen Pegmatit- und wenigen Aplitgängen und noch selteneren basischen Ausscheidungen. Nur eine basische Ausscheidung, der Diorit im Tiefen Weg und an den Batzenhäuseln, ist von etwas größerer Bedeutung. Die Zersetzung des Granits führt zur Ausbleichung des Biotits unter gleichzeitiger Ausscheidung von Klinozoisit und Epidot; Chloritbildung ist selten. Stellenweise ist der Granit schiefrig, und zwar nicht bloß am Rande, sondern auch im Innern des Massivs selbst. Die schiefrige Struktur ist eine Zertrümmerungs-

erscheinung, wie sich an verschiedenen Verwerfungsklüften deutlich nachweisen läßt. Dieser Zertrümmerung folgt dann die Zersetzung. Der neugebildete Serizit durchzieht in parallelen Schnüren das Gestein und ruft so den Eindruck der Schieferung hervor.

Die Kontaktverhältnisse sind im Osten nicht zu beobachten, weil der Granit in die Tiefe gesunken ist, im Westen aber sind sie an verschiedenen Stellen deutlich aufgeschlossen. Granat- und staurolithführende Glimmerschiefer (selten Gneise) mit Pegmatitgängen grenzen unmittelbar an den Granit an. Dann folgen Phyllite, endlich Quarzit und Kalke, zum Teil kristallinisch. Zwischen Quarzit und Glimmerschiefer schiebt sich am Hainburger Schloßberg Kalksilikathornfels und Grünschiefer ein, welche auch weiter nach Norden noch beobachtet wurden, aber niemals anstehend.

Als erste Folgerung ergibt sich aus letzteren Darlegungen mit vollständiger Klarheit, daß der Granit jünger ist als die Schiefer, daß er sich zu diesen intrusiv verhält. Das ist nun allerdings nichts Neues. Davon war schon Kornhuber im Jahre 1856 überzeugt (siehe pag. 10), da er sich die Gneise als Urgebirgsschollen schwimmend im flüssigen Granit dachte, und Stur[1]) und v. Andrian[2]) schlossen es aus der geographischen Verbreitung des Granits. Aber es konnte doch ein neuer Beweis dafür erbracht werden. Die zahlreichen Pegmatitgänge, welche vom Granit ausgehend den Schiefer durchziehen, teils parallel den Schichten, teils diese in kleinerem oder größerem Winkel schneidend, bilden einen solchen unanfechtbaren Beweis für das Altersverhältnis beider Gesteine.

Damit ist aber auch die Möglichkeit gegeben, die kristallinische Beschaffenheit der Schiefer einer anderen Ursache zuzuschreiben, als man es bis jetzt getan hat, oder wenigstens immer stillschweigend voraussetzte. Es wurde schon mehreremale hervorgehoben, wie die Schiefer in der Nähe des Granits, soweit die Pegmatitgänge reichen — wenigstens 300 *m* weit — vollständig umgewandelt sind und als Neubildungen Granat und Staurolith erscheinen. Entfernt man sich weiter vom Eruptivgestein, so verschwinden die Pegmatitgänge; an ihre Stelle treten Quarzadern und Quarzgänge, zunächst teilweise muskovitführend, dann aber fehlt auch der Muskovit und der reine Quarz herrscht vor. Damit verschwinden aber auch Granat und Staurolith; der Biotit, welcher früher sehr häufig war und gut ausgebildet erschien, wird nun seltener und findet sich nur in kleinen Fetzen. Die ursprünglich klastische Struktur tritt stellenweise deutlich hervor (Ostrand des Thebener Schloßberges), endlich werden die Glimmerschiefer zu Phylliten (Thebener Schloßberg), welche noch immer zahlreiche Quarzadern enthalten, u. d. M. aber die klastische Struktur deutlich zeigen. Alle diese Erscheinungen erklärt in einfacher und vollständig befriedigender Weise die **Kontaktmetamorphose.** Die Entfernung des Phyllits vom Granit ist nicht so groß, daß daraus ernste Schwierigkeiten erwachsen könnten. An der Oberfläche gemessen, be-

---

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1861, Bd. XI, pag. 54 ff.

[2]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1864, Bd. XIV, pag. 332.

trägt diese Entfernung nicht mehr als $1^1/_2$ *km*; daß sie aber unterirdisch noch geringer ist, zeigen die Pegmatitgänge, welche 300 *m* von der oberflächlichen Granitgrenze noch nachgewiesen wurden. Noch näher würde vielleicht der Granit rücken, wenn man die Quarzadern ebenfalls als vom Granit ausgehend betrachten dürfte, wofür ja zahlreiche Beobachtungen an anderen Orten sprechen. Es unterliegt also gar keinem Zweifel, daß der Granit wirklich die Schiefer unter den vorliegenden Verhältnissen umwandeln konnte. Aber hat er es nun auch wirklich getan?

Da dürfte die Form der Metamorphose der Schiefer einige Schwierigkeiten bereiten. Es hat sich ja im Laufe der Zeit die weit verbreitete Anschauung herausgebildet, daß man nur da von Kontaktmetamorphose reden kann, wo Hornfelse, Knotenschiefer usw. mit ganz bestimmten Kontaktmineralien auftreten. Nun aber finden wir in den Kleinen Karpathen unmittelbar an den Granit anstoßend nicht Hornfelse, sondern Glimmerschiefer und dann Phyllite, welche die Vertreter jener Anschauung als typische Bildungen der Dynamometamorphose betrachten, und in den Glimmerschiefern treten nicht Andalusit oder Kordierit auf oder ähnliche „Kontaktmineralien", sondern Granat und Staurolith, Mineralien, welche nach der Anschauung Rosenbuschs vor allem dynamischen Prozessen ihre Entstehung verdanken.

Doch ist diese Schwierigkeit nicht so bedeutend, als es scheinen mag. Man kann nämlich die genannte Anschauung als höchst unwahrscheinlich dartun. Zahlreiche Beobachtungen, welche vor allem in der letzten Zeit angestellt wurden, liefern hinreichendes Material dazu. Und zu diesen Beobachtungen muß man, wie mir scheint, auch die in den Kleinen Karpathen rechnen.

Wenn man den Einfluß des Granits auf das von ihm durchbrochene Gestein zuverlässig beurteilen will, muß man offenbar zuerst durch geologische Beobachtungen feststellen, welche Gesteine überhaupt im primären Kontakt mit Granit vorkommen. Es zeigt sich nun aber immer deutlicher, daß dieses meistens kristallinische Schiefer sind, während Hornfelse und Knotenschiefer seltener auftreten. Bei dem früheren Stande der Wissenschaft, als man noch die Granite, welche mehr oder weniger deutlich Schieferstruktur zeigen, zur „Gneisformation" stellte, das heißt als erste Erstarrungskruste oder als die ersten chemischen Sedimente des Urmeeres betrachtete, hatte das Auftreten der kristallinischen Schiefer in enger Verbindung mit den „Gneisen" keineswegs etwas Befremdendes. Im Gegenteil, es entsprach durchaus der herrschenden Theorie. Zahllose Beobachtungen haben aber inzwischen ergeben, daß jene Theorie, wenigstens in ihrer Allgemeinheit, nicht richtig sein kann, sie haben unzweifelhaft dargetan, daß ein großer Teil des „Urgneises", soweit die Untersuchungen reichen, nichts anderes ist als ein echter Granit, welcher in die älteren Schiefer als jüngere Eruptivmasse eindrang. Das ist deshalb auch die Anschauung, welche alle modernen Petrographen vertreten. Daraus erwächst aber für diejenigen, welche die Entstehung der kristallinen Schiefer in völliger Unabhängigkeit von der Granitintrusion auf dynamische Prozesse zurückführen wollen,

eine kaum überwindliche Schwierigkeit. Gerade dort, wo man die „Gneise“ als intrusive Granite im primären Kontakt mit ihrer ursprünglichen Schieferhülle erkannte, hat man auch fast immer mit derselben Sicherheit beobachten können, wie unmittelbar in Verbindung mit dem Granit hochkristalline Gesteine auftreten, wie aber die kristalline Beschaffenheit der Schiefer mit der Entfernung vom Granit abnimmt. Man muß also hier entweder eine Abhängigkeit dieser kristallinen Beschaffenheit vom Granit annehmen, oder aber die Behauptung aufstellen, der Granit ist zufällig immer dort in die Schiefer eingedrungen, wo diese infolge dynamischer Erscheinungen am stärksten umgewandelt waren oder später umgewandelt wurden. Einer solchen Behauptung könnte nun allerdings nicht alle Wahrscheinlichkeit abgesprochen werden, wenn es sich nur um einige wenige Fälle dieser Art handelte. Aber eine jede neue Beobachtung der genannten Erscheinung macht sie unwahrscheinlicher und nachdem so viele einwandfreie Untersuchungen vorliegen, welche alle dieselbe Tatsache bezeugen, ist die Wahrscheinlichkeit so gering geworden, daß man ohne Bedenken sagen kann, es fehlt jener Behauptung die wissenschaftliche Berechtigung.

Somit bleibt nur die Annahme übrig, die kristalline Beschaffenheit der Schiefer ist vom Granit abhängig, das heißt durch Kontaktmetamorphose des Granits hervorgebracht. Und daraus ergibt sich wiederum, daß die Kontaktmetamorphose unter Umständen nicht Hornfelse und Knotenschiefer, sondern kristalline Schiefer (Sedimentgneise, Glimmerschiefer, Phyllite usw.) zum Endergebnis hat. Die Verhältnisse in den Kleinen Karpathen aber zeigen das mit großer Deutlichkeit, da hier die Abhängigkeit vom Granit mit seltener Klarheit zutage tritt. Es ist somit wissenschaftlich voll und ganz berechtigt, die kristalline Beschaffenheit der Glimmerschiefer und Phyllite in unserem Gebiete auf Kontaktmetamorphose zurückzuführen und die Annahme irgendwelcher dynamometamorphen Einwirkung als im höchsten Grade unwahrscheinlich anzusehen [1]).

Dieser Beweis erlangt aber noch eine neue und zuverlässige Stütze in einer anderen Beobachtung, welche von entscheidender Wichtigkeit in unserer Frage ist. Es wurden ja wirkliche Hornfelse gefunden, und zwar in so typischer Ausbildung, daß sie makroskopisch wie mikroskopisch sofort als solche kenntlich sind. Von ganz besonderem Interesse ist es dabei, daß diese Hornfelse nicht unmittelbar an den Granit angrenzen, sondern im Glimmerschiefer, allerdings in einem hochmetamorphosierten, wie Staurolith und Granat zeigen, eingelagert sind. Eine Schwierigkeit würde das bereiten, wenn Hornfels und Glimmerschiefer aus demselben Sediment hervorgegangen wären. Da aber ersterer aus

[1]) Daß die „Granitgneise“ dynamischen Prozessen ihre Entstehung verdanken, wurde im Text schon genügend hervorgehoben. Diese würde man also mit Recht dynamometamorph nennen. Man ersieht aber gerade aus diesen Bildungen, daß dynamische Einwirkungen vor allem Zertrümmerungen schon vollendeter Gesteine bewirken, während Neubildungen erst in zweiter Linie auftreten und auch dann nicht von den dynamischen Prozessen bewirkt, sondern nur veranlaßt werden.

Kalksilikaten besteht, also ursprünglich ein Mergel war, letzterer hingegen ein metamorphosiertes sandig-toniges Sediment darstellt, so schwindet damit jede Schwierigkeit; es bildet diese Beobachtung vielmehr einen interessanten Beitrag dafür, wie verschieden die verschiedenen Gesteine sich der Kontaktmetamorphose gegenüber verhalten.

Eine zweite Frage von großer Bedeutung bezieht sich auf das Alter der Granitintrusion. Will man die Altersgrenze nach unten festlegen, so ist es zunächst notwendig, das Alter der metamorphosierten Schiefer zu bestimmen. Da Fossilien nicht erhalten sind, so muß uns hier die petrographische Beschaffenheit im Vergleich mit Gesteinen von bekanntem Alter aushelfen. Nach den Ausführungen des Meisters der Karpathengeologen Herrn Prof. Dr. V. Uhlig[1]) kennt man in den Karpathen karbonische Bildungen, deren Alter durch Fossilfunde sichergestellt wurde, welche aus „rostbraunen, glimmerreichen Sandsteinen, dunklen Tonschiefern . . . bestehen". Außerdem gehören nach ihm jedenfalls dem Paläozoikum an „buntfarbige Schiefer und Quarzite, zwischen denen Grünsteine auftreten, welche Übergänge in Porphyrit mit erhaltenen Plagioklaseinsprenglingen zeigen"[2]). Ferner finden sich in diesen Bildungen „Porphyrschiefer, welche man zum Teil noch deutlich als Quarzporphyre erkennt". (Ib.) Prof. Uhlig bezeichnet diese Schichtgruppe als die „erzführende Serie" und Hauer[3]) rechnet sie zum Devon, weil sie im Kontakt mit den karbonischen Bildungen auftritt.

Die Glimmerschiefer und Phyllite in den Kleinen Karpathen scheinen in ihrem chemischen Bestande ebenso gut mit Gesteinen der karbonischen Bildungen, wie mit solchen der „erzführenden Serie" übereinzustimmen, doch spricht das Auftreten von Quarzporphyr (Porphyroide von Theben) und von Grünschiefern so sehr zugunsten der letzteren Formation, daß man wohl ohne Bedenken unsere Schiefer mit den Schiefern der „erzführenden Serie" identifizieren kann.

Es ergibt sich daraus für den Granit als unterste Grenze ein Alter, welches geringer ist als das des genannten Schichtsystems, also wahrscheinlich als postdevonisch bezeichnet werden muß. Als oberste Grenze gibt Prof. Uhlig[4]) das Perm an: „Soviel steht fest, daß die Granite nicht etwa einer postpermischen Intrusion angehören, wie der Tonalit der Ostalpen, sondern geologisch älter sind als die Permformation." Doch ist zu beachten, daß diese Feststellung zunächst streng genommen nur für die Hohe Tatra gilt[5]), wo ein präpermisches Alter des Granits unzweifelhaft erwiesen ist.

Für die Kleinen Karpathen glaubt Beck in „Grundkonglomeraten und Breccien, in welchen Fragmente des kristallinischen Urgebirges, namentlich der Phyllite auftreten"[6]) einen Beweis für

[1]) V. Uhlig, Bau und Bild der Karpathen, pag. 14 (664).
[2]) Ib. pag. 15 (665).
[3]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1869, Bd. XIX, pag. 507.
[4]) V. Uhlig, Bau und Bild der Karpathen, pag. 13 (663).
[5]) V. Uhlig, Geologie des Tatragebirges, I., Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch., Bd. LXIV, pag. 647.
[6]) Zur Geologie der Kleinen Karpathen, pag. 9.

präpermisches Alter des Granits erblicken zu dürfen. Leider sind die so wichtigen Belegstücke dieses Grundkonglomerates verloren gegangen und so war eine petrographische Untersuchung der „Urgebirgsfragmente“ nicht möglich. Auffallend ist es jedenfalls, daß in den Permkonglomeraten bis jetzt niemals ein Gerölle des Karpathengranits gefunden wurde, was doch allein als ein vollgültiger Beweis des präpermischen Alters angesehen werden könnte. Das Vorkommen von kristallinischen Schiefern in diesen Konglomeraten beweist nur dann etwas, wenn man zeigen kann, daß es die Schiefer sind, welche vom Granit durchbrochen wurden. Dieser Nachweis läßt sich aber durch bloß makroskopische Betrachtung kaum führen, da selbst die mikroskopische Untersuchung, wenn es sich nicht um ganz charakteristische Stücke handelt, hier versagen könnte. Wenn der Karpathengranit wirklich jünger ist als die kristallinischen Schiefer, und daran kann man nach den ausgeführten Untersuchungen nicht zweifeln, dann ist es ohne weiteres klar, daß wir zur Bildung der Tonschiefer oder Sandsteine, welche heute als Glimmerschiefer und Phyllite vor uns liegen, ein älteres kristallinisches Gebirge annehmen müssen, vielleicht auch einen älteren Granit, dessen Zertrümmerungs- und Zersetzungsprodukte die nun metamorphosierten klastischen Sedimente darstellen. Aus diesem Gebirge ließen sich dann auch leicht die „Urgebirgsfragmente“ herleiten, welche in den Permkonglomeraten gefunden wurden.

Die Untersuchung einer Arkose, welche mir durch die Güte der Herren Dr. Beck und Dr. Vetters zur Verfügung gestellt wurde [1]), bestätigte diese Annahme. Es fanden sich in diesem Gestein neben deutlichen Fragmenten eines Quarzporphyrs auch solche eines Quarzporphyrits (Plagioklaseinsprenglinge in einer quarzreichen, andesitischen Grundmasse), also eines Gesteines, das in den Kleinen Karpathen bis jetzt noch nicht beobachtet wurde. Außerdem waren Bruchstücke von Quarzit und Glimmerschiefer vorhanden, ohne daß letzterer irgendwelche Ähnlichkeit mit den beschriebenen Glimmerschiefern der Kleinen Karpathen zeigte. Es geht also nicht an, aus dem bloßen Vorkommen von Phyllit in den Permkonglomeraten auf ein präpermisches Alter des Granits zu schließen. Jedenfalls müßten die Konglomerate einer neuen eingehenden Untersuchung im Gebirge und im Laboratorium unterzogen werden, wozu aber leider bis jetzt die Gelegenheit fehlte.

Als feststehend kann man nach alledem nur das eine betrachten, daß der Granit älter ist als die zweite Mediterranstufe. Denn auf den Glimmerschiefern lagernd finden sich bei Kaltenbrunn Konglomerate mit Bruchstücken desselben Glimmerschiefers, welche Fossilien der zweiten Mediterranstufe enthalten. (Siehe pag. 23.)

Somit bleibt für die Intrusion des Granits zunächst noch ein weiter Spielraum. Doch scheint es, daß man ihn noch bedeutend einengen kann. Es wurde schon erwähnt, daß die Liaskalke eine deutliche Metamorphose zeigen. Sollte nicht diese Metamorphose als Kontaktwirkung des Granits aufzufassen sein? An dynamische Pro-

[1]) Beschrieben pag. 9 der Beck'schen Abhandlung.

zesse, welche die Umwandlung erklären könnten, kann man wohl hier kaum denken, ganz abgesehen davon, daß es noch gar nicht erwiesen ist, ob solche Prozesse Kalkstein zu Marmor machen können. Die tektonischen Störungen der Kalke sind viel unbedeutender als an anderen Stellen, zum Beispiel bei den Liaskalken der Alpen oder in anderen Teilen der Karpathen. Speziell der Vergleich mit den Liasjurakalken der Hohen Tatra ist sehr lehrreich. Sind doch diese Kalke fast immer steil aufgerichtet, in Kniefalten gelegt, überschoben und verworfen und doch sieht man, auch an Stellen der stärksten dynamischen Bewegungen, keine Spur einer Metamorphose. Die Gesteine zeigen überall denselben Charakter, welcher nicht viel verschieden ist von dem des Dachsteinkalkes der Alpen. Es ist also von vornherein sehr unwahrscheinlich, daß viel untergeordnetere tektonische Bewegungen in den Kleinen Karpathen so weitgehende Veränderungen hervorgebracht hätten.

Das postliassische Alter des Granits läßt sich noch auf eine andere Weise sehr wahrscheinlich machen. Am Hainburger Schloßberge, speziell an seinem Ostabhange, findet man Liaskalke, welche außergewöhnlich stark marmorisiert erscheinen (pag. 35). Wenn nun auch der Granit gerade am Hainburger Schloßberge von den Donaualluvionen überdeckt ist, so unterliegt es doch kaum einem Zweifel, daß er ganz in der Nähe durchstreicht. Dafür spricht die Lage der Granitgrenze mehr südlich (siehe auf der Kartenskizze die gestrichelte Linie), dafür sprechen auch der so hoch metamorphisierte staurolith- und granatreiche Glimmerschiefer (siehe Fig. 7) und der Kalksilikathornfels, welcher fast unmittelbar unter dem Kalk liegt. Nimmt man nun ein postliassisches Alter des Granits an, so erscheint die hohe Metamorphose der Liaskalke nicht mehr auffallend und es ist ebenso leicht verständlich, daß die gleichaltrigen Kalke am Thebener Schloßberg (Fig. 6) einen so geringen Grad der Metamorphose aufweisen, weil hier der Granit sich viel weiter entfernt.

Ähnliche Verhältnisse scheinen auch in anderen Teilen der Karpathen zu bestehen. So erwähnt Prof. Uhlig[1]) die Metamorphose der Kalke aus der Niederen Tatra: „Von der näheren Untersuchung dieses Gebietes (westlicher Teil der Niederen Tatra) darf man um so mehr interessante Ergebnisse erwarten, als hier die hochtatrischen Kalke (Lias-Jura) und ihr Schiefermittel namentlich zwischen der Smrečina und Doščanka bei Teplicska einen auffallend hohen Grad von kristallinischer Beschaffenheit angenommen haben.“ Diese Metamorphose fehlt, wie schon angegeben, in der Hohen Tatra vollständig. Dort kann man aber auch das präpermische Alter des Granits mit absoluter Sicherheit nachweisen. Es scheinen somit die Granite der karpathischen Kerngebirge verschiedenen Perioden anzugehören, wofür auch schon die große Verschiedenheit der Granite der Kleinen Karpathen und jener der Hohen Tatra sprechen würde. Gewiß wäre es höchst interessant, wenn in dieser Richtung genauere Untersuchungen angestellt würden, da ja auch die Frage nach der Tektonik der Kerngebirge mit einer genauen Altersbestimmung der

---

[1]) Uhlig, Bau und Bild der Karpathen, pag. 118 (768).

Granite im engsten Zusammenhange steht und jener neue Bahnen weisen könnte.

VII. Der Anschluß der kristallinischen Karpathen an die Zentralalpen.

Immer hat die Geologen in ganz besonderer Weise das Verhältnis der Karpathen zu den Alpen interessiert. Es liegt der Gedanke zu nahe, daß beide Gebirge eine geologische Einheit darstellen, welche durch tektonische Prozesse in zwei oder mehrere Teile zerlegt wurde. Für die triadischen Bildungen konnte das bis zur Evidenz bewiesen werden durch die interessanten Beobachtungen Dr. Vetters[1]). Für die Sandsteinzone war es schon längst bekannt. Für den kristallinischen Teil ist man aber bis jetzt über mehr oder weniger begründete Vermutungen nicht hinausgekommen. Dazu waren sowohl die kristallinischen Karpathen als auch die angrenzenden kristallinischen Teile der Alpen viel zu wenig bekannt. Unsere ganze Kenntnis des Leitha- und Rosaliengebirges und des Wechsels, welche die Fortsetzung der Karpathen darstellen müßten, stützte sich auf die Arbeiten Čžižeks vom Jahre 1852 und 1854[2]), auf die Aufnahmen Vaceks, worüber er in den Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt in Wien im Jahre 1888 und den folgenden Jahren berichtete und für das Semmeringgebiet auf eine Untersuchung Toulas vom Jahre 1885[3]). Petrographisch wurde nur ein kleiner Teil des großen Gebietes untersucht, nämlich der Wechsel von A. Böhm im Jahre 1883[4]). Aber auch diese Arbeit hat für den vorliegenden Zweck wenig Bedeutung, da sie, rein petrographisch, auf geologische Verhältnisse keine Rücksicht nimmt.

Sollte also die interessante Frage ihrer Lösung näher gebracht werden, so blieb nichts anderes übrig, als die hier in Betracht kommenden Gebiete in derselben Weise petrographisch-geologisch zu untersuchen, wie es in den Karpathen geschah. Erst dann ist ein Vergleich möglich.

Es wurden deshalb die genannten Gebirge an verschiedenen Stellen durchquert, um durch das petrographisch-geologische Studium möglichst charakteristischer Profile einen möglichst vollständigen Überblick über die Verhältnisse zu gewinnen, ohne daß schon alle Einzelheiten in dem weit ausgedehnten Gebiet berücksichtigt werden konnten. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sollen schon jetzt mitgeteilt werden, während die ausführliche Beschreibung einer späteren Zeit vorbehalten werden muß. Bis dahin muß auch der vollständige Beweis für manche im folgenden aufgestellten Behauptungen aufgeschoben werden. Am klarsten liegen die Verhältnisse im Wechsel und im Rosaliengebirge, letzteres hier im weiteren Sinne genommen

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 142 u. 143.

[2]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. II, 4. H., pag. 35 ff. u. IV. Bd., pag. 465—529.

[3]) Denkschriften d. k. Akademie d. Wissensch., L. Bd., pag. 121.

[4]) Tschermaks mineral.-petrogr. Mitteilungen 1883, pag. 197—214.

als der Gebirgszug, welcher am rechten Ufer die Pitten (im Oberlauf Pöstingbach genannt) begleitet und vom Wechsel durch den Sattel von Mönichskirchen getrennt ist. Deshalb soll die Beschreibung mit ihnen beginnen. In beiden Gebirgen spielen „Gneise“ eine große Rolle. Aber unter dem Namen „Gneis“ hat man in der jüngeren Literatur ganz verschiedene Bildungen zusammengefaßt, zum großen Schaden für das Verständnis unseres Gebietes. Cžižek unterschied auf seinen Karten und in seinen Profilen den „Gneis“ vom „granitischen Gneis“, und wie gut das begründet war, wenn auch in einzelnen Punkten die Abgrenzung höchst ungenau erscheint, zeigt eine auch nur oberflächliche Begehung. Ferner hat derselbe Forscher schon mit großer Bestimmtheit hervorgehoben, daß sich unter den „granitischen Gneisen“ viele echte Granite befinden [1]) und daß dieses dann auch in der Gestaltung der Gebirgsoberfläche hervortritt. Und in der Tat, wenn man die „Gneise“ bei Kirchberg am Wechsel an der Straße, welche vom Ramssattel nach Feistritz führt, sowohl westlich als östlich vom Orte sich ansieht, so ist es schwer verständlich, wie jemand diese typischen richtungslos-körnigen Granite als „Gneis“ bezeichnen kann. Allerdings beginnen dieselben Granite südlich von Kirchberg, auf den Wechsel zu, Parallelstruktur anzunehmen und zugleich porphyrisch zu werden, ohne aber deshalb den Granitcharakter zu verleugnen. Auch östlich von Aspang, also schon im Rosaliengebirge, sind die „Gneise“ echte Granite, meist grobporphyrisch mit Mikroklineinsprenglingen bis zu 3 *cm* Länge, doch gewöhnlich ohne Parallelstruktur. Die Bergformen verraten deutlich den echt granitischen Untergrund. Parallelstruktur soll allerdings auch hier nicht vollständig in Abrede gestellt werden. Aber sie ist doch selten und dann so unbedeutend, daß sie den Gesteinscharakter kaum beeinflußt. Deshalb ist es auch unbegründet, das Gestein nach diesem untergeordneten Vorkommen zu benennen. Es ist ein echter Granit und nichts anderes und deshalb soll man es auch Granit nennen.

Ganz andere Beschaffenheit zeigt der „Wechselgneis“. Wie schon Böhm feststellte (siehe pag. 43, Anm. 4), sind diese Gneise „Albitgneise“. Der Albit ist vorherrschender Bestandteil; Orthoklas fehlt. Der Mineralbestand weist zwar auf sedimentären Ursprung hin, doch ist es nicht möglich, alle seine Bestandteile aus einem reinen Sedimentgestein abzuleiten, es ist vielmehr höchstwahrscheinlich ein umgewandeltes toniges Sediment, mit eruptivem Material vermischt, ähnlich dem Schiefer, wie er vom Eisenbründl (pag. 27) beschrieben wurde. Die Albite treten in dem ausgesprochen schiefrigen Gestein als Knoten deutlich hervor und werden stellenweise sehr groß, daß man sich nicht darüber wundern darf, wenn diese Gesteine manchmal für geschieferte porphyrische Granite gehalten und Augengneise genannt wurden.

Noch einen dritten Gneis bespricht Vacek, einen „Hornblendegneis“. Es handelt sich hier um echte Amphibolithe und es konnte nachgewiesen werden, daß sie, zum Teil sicher, umgewandelte Diabase darstellen. Es wurden die deutlichsten

---

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1854, IV. Bd., pag. 479.

Übergänge gefunden vom Diabas, durch seine ophitische Struktur makroskopisch und mikroskopisch charakterisiert, bis zum Amphibolith. Nicht selten geht der Amphibolith in Eklogit über.

Nach Vaceks Anschauungen bilden die „Hornblendegneise" das unterste Glied der „Gneisformation". Dann folgen [1]) „vorwiegend schiefrige Gesteine, deren Mächtigkeit nicht besonders groß ist, die sich aber oft wiederholen" (durch Faltung, weshalb sie eine große räumliche Verbreitung erlangen). Als oberstes Glied betrachtet er die „Zweiglimmergneise", das heißt die Granite, respektive granitischen Gneise und die „Wechselgneise". Die „Hornblendegneise" fehlen im Wechsel, treten aber im Rosaliengebirge „in mehreren isolierten Partien in Form von Wellenkernen zutage" [2]), sie sind also die Scheitel von Antiklinalen.

Es ist klar, daß diese Anschauungen bedeutend modifiziert werden müssen, wenn zwei dieser Gruppen ganz oder zum Teil eruptiven Ursprunges sind. Und in der Tat bilden die Amphibolithe oder Hornblendegneise in den „vorwiegend schiefrigen Bildungen", also in der zweiten Stufe der Gneisformation Vaceks, mehr oder weniger mächtige Einlagerungen, wie das ja bei Diabasen häufig der Fall ist oder aber sie durchbrechen den Schiefer in Gängen oder Stöcken. Es kann deshalb der „Hornblendegneis" nicht die älteste Bildung sein; er ist vielmehr jünger als alle oder wenigstens als ein Teil der „vorwiegend schiefrigen Bildungen". Für die intrusive Natur eines großen Teiles der „Zweiglimmergneise" aber liegen so viele Beobachtungen vor, daß man ihr jüngeres Alter in bezug auf Schiefer sowohl als Amphibolithe als gesichert annehmen kann. An den Granit im Rosaliengebirge schließen sich nämlich unmittelbar im Kontakt dieselben Albitgneise an, wie sie den Wechsel zusammensetzen, oder aber granatführende Glimmerschiefer und diese mit zahlreichen Pegmatitgängen durchsetzt, dann folgt bald wieder Granit, meist schiefrig und bald darauf Schiefer mit Pegmatiten oder Albitgneise. Das wiederholt sich dann unzähligemale, wie man es auf dem Wege von Aspang über Kulma und Krumbach nach Kirchschlag in der schönsten Weise beobachten kann.

Ebenso sieht man aber auch, wie der Granit aplitische, seltener pegmatitische Gänge in die Amphibolithe entsendet. Ein jeder größerer Amphibolithaufschluß zeigt diese Erscheinung, so daß das Gestein oft mit Aplit gleichsam durchschwärmt erscheint

Daraus ergibt sich nun für Wechsel und Rosaliengebirge folgendes: es liegt hier kein Urgebirge vor, kein Gebirge der Gneisformation. Vielmehr wurde ein vorwiegend aus Tonschiefern mit Diabaslagern bestehendes Gebirge von einem Granitlakkolithen durchbrochen. Der Granit bildete ein großes Massiv, welches bei Kirchberg im Feistritztal angeschnitten ist und sich wahrscheinlich unter den Wechsel erstreckt, das östlich von Aspang die Gebirgsrücken zusammensetzt und seine Ausläufer in die Schiefer

[1]) Verhandl. der k. k. geol. R.-A. 1891, pag. 311.
[2]) Ib.

sendet bis nach Kirchschlag und sich oft so eng mit ihnen vermischt, daß es nicht möglich ist, Granit und Schiefer scharf zu trennen. Durch dieses Granitmassiv und seine Ausläufer wurden die ursprünglichen Tonschiefer teils in Gneis („Wechselgneis"), teils in Glimmerschiefer umgewandelt. Aus den Diabasen aber wurden Amphibolithe und zum Teil Eklogite, und zwar durch Kontaktmetamorphose, wie die zahlreichen Aplitgänge beweisen.

Es erinnern diese Verhältnisse, sieht man von der Metamorphose ab, so sehr an die silurisch-devonischen Bildungen, welche etwas weiter im Süden, in der Grazer Bucht, sich finden, daß es wohl erlaubt ist, die Frage aufzuwerfen: Könnten nicht Wechsel und Rosaliengebirge die metamorphosierte Fazies des Grazer Paläozoikums darstellen?

Im Semmeringgebiet liegen bei Klamm auf den Wechselgesteinen diskordant Konglomerate, Grauwacken und Tonschiefer, welch letztere Pflanzenabdrücke der Schatzlarer Schichten geliefert haben. Es liegt also eine Transgression des obersten Oberkarbon über ein älteres Gebirge vor. Könnte man nun zeigen, daß dieses ältere Gebirge, der Wechsel, silurisch-devonisches Alter hätte, so wäre in der Stratigraphie dieses Gebietes eine große Lücke ausgefüllt.

Bis jetzt hat man allerdings ein archaisches Alter angenommen, und zwar gestützt 1. auf die Gesteinsbeschaffenheit und 2. auf Verhältnisse, welche man an der Basis des Grazer Paläozoikums beobachtet hat. Der erste Grund kann heute nicht mehr aufrecht erhalten werden, da wir dieselben Gesteine von derselben kristallinischen Beschaffenheit nicht nur aus dem Archaikum, sondern auch aus jüngeren Formationen kennen. Von größerer Bedeutung scheint der zweite Grund zu sein. Die Grazer Silur-Devonbildungen liegen Gesteinen auf, welche den aus Wechsel und Rosaliengebirge beschriebenen sehr ähnlich sehen. Im Westen sind es die „Hornblendegneise", das heißt Schiefer mit zahlreichen Amphibolithlagern und vielen Pegmatit- und Aplitgängen, im Osten Granatglimmerschiefer, wie sie auch im Rosaliengebirge vorkommen. Was aber noch wichtiger ist: man kann beobachten, wie beide Gesteinsgruppen aus dem Rosaliengebirge herüberstreichen. Liegt nun wirklich das Silur diskordant auf diesen Bildungen, dann ist ihr vorsilurisches Alter sichergestellt und dann müßte man auch für Wechsel und Rosaliengebirge den Gedanken an silurisch-devonisches Alter aufgeben. Es schreibt aber Clar[1]): „Bekanntlich liegen die Devonschichten an ihrem Kontakt mit dem Kristallinischen diesem konkordant auf und fallen also im allgemeinen mit demselben an drei geschlossenen Seiten des Beckens gegen dessen Mitte zu." Eine tatsächliche Widerlegung dieses Satzes suche ich vergebens in der Literatur. Zwar zeichnet Vacek[2]) in seiner Kritik Heritschs eine Diskordanz ein, aber irgendwelche Angaben darüber, wo eine solche Diskordanz tatsächlich beobachtet wurde, vermißt man sowohl in dieser als in den früheren Arbeiten Vaceks. Denn

---

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., 1874, pag. 64.
[2]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., 1906, pag. 208.

wenn auch die paläozoischen Bildungen einmal auf den Hornblendegneisen, ein anderesmal auf Granatglimmerschiefern oder auf Phylliten aufliegen, so bedeutet das nur für den eine Diskordanz, der mit Vacek annimmt, daß alle diese Bildungen archaisch sind und in der Reihenfolge sich im „Urmeere“ abgesetzt haben, wie Vacek es behauptet. Dagegen sprechen aber entschieden die Beobachtungen im Rosaliengebirge (pag. 45).

Hält man hingegen mit Clar an der Konkordanz fest, so verschwindet ein jeder Grund für achaisches Alter. Es können dann die kristallinischen Schiefer an den Rändern des Grazer Paläozoikums mit den nicht metamorphosierten Bildungen einen Schichtkomplex darstellen und gleich diesen dem Silur oder Devon angehören, nur durch die Metamorphose von ihnen unterschieden. Daraus würde sich dann auch für Wechsel und Rosaliengebirge dasselbe Alter ergeben.

Es liegt mir allerdings fern, dieses mit Bestimmtheit zu behaupten. Dazu kenne ich die Grazer Bildungen zu unvollständig. Nur die Möglichkeit einer solchen Auffassung soll hervorgehoben und den kompetenten Kennern des Gebietes zur Prüfung vorgelegt werden.

Es wurden oben die Granatglimmerschiefer des Rosaliengebirges erwähnt. Sie finden sich vereinzelt im ganzen Gebiete, sind aber besonders in den südlicheren Partien sehr häufig und vermitteln so den Übergang zu den Granatglimmerschiefern, welche im Osten der Grazer Bucht einen breiten Flächenraum einnehmen. Eine Diskordanz zwischen diesen Granatglimmerschiefern und den „Zweiglimmergneisen“ konnte nicht wahrgenommen werden. Es zeigt sich vielmehr an den verschiedensten Stellen, daß solche Glimmerschiefer in engster Verbindung mit Graniten (oder Granitgneisen) auftreten, also die höchste Stufe der Kontaktmetamorphose darstellen, ebenso wie in den Karpathen.

Noch weniger kann man von einer diskordanten Auflagerung der Phyllite reden. Man sieht im Gegenteil, wie vom Hochwechsel nach Westen die Albitgneise allmählich in Glimmerschiefer und diese ebenso allmählich in Phyllite übergehen, so daß sich auch hier im Wechsel eine Abnahme der Metamorphose mit der Entfernung vom Granit konstatieren läßt.

Was beweisen nun aber die Verhältnisse im Wechsel und Rosaliengebirge für eine Verbindung mit den Karpathen? Man kann nicht leugnen, daß eine große Ähnlichkeit besteht zwischen den Bildungen speziell des Rosaliengebirges und den Kleinen Karpathen. In beiden Fällen ein Tonschiefergebirge mit Granitintrusion, in beiden Fällen zahlreiche Pegmatitgänge im Schiefer und dieselbe Art der Metamorphose. Zwar fehlen die Amphibolithe in den Karpathen, aber im Leithagebirge sind sie noch vorhanden, wenn auch in bedeutend verminderter Mächtigkeit und ebenso von Pegmatitgängen durchzogen wie im Rosaliengebirge. Und könnten nicht die Grünschiefer in den Karpathen ihre letzten Ausläufer sein? Auch die Granite zeigen gute Übereinstimmung. Beide sind Zweiglimmergranite. Allerdings weist im Rosaliengebirge der etwas basischere Plagioklas (25—30% *An*) die Erscheinung der Piëzokristallisation auf, doch nicht in so

hohem Maße, wie die eigentlichen Zentralgranite. Die Plagioklase sind ganz erfüllt mit wohlumgrenzten Muskovitblättchen, alle anderen Mineralien aber, wie sie im zentralalpinen Plagioklas auftreten, wie Epidot, Klinozoisit, Granat fehlen oder treten doch ganz in den Hintergrund. Auch im Leithagebirge, wo die Granite allgemein deutliche Schieferung[1]) zeigen und zum Teil typische Augengneise darstellen, findet man dieselbe Erscheinung wieder, doch werden die Muskovitblättchen schon viel seltener. In den Karpathen aber treten solche Muskovitblättchen nur noch ganz vereinzelt auf (siehe pag. 7). Es ist also sehr wahrscheinlich, daß die Granite der Karpathen, die des Leitha- und Rosaliengebirges zu einem Massiv gehören, daß aber die Erscheinung der Piëzokristallisation allmählich abnimmt und dann in den Karpathen fast ganz verschwunden ist.

Auch die Porphyroide der Kleinen Karpathen scheinen in den Alpen ihr Äquivalent zu haben. Die „Quarzite" am Sonnwendstein sind nämlich zum Teil ganz ausgesprochene Quarzporphyre, welche in Porphyroide und Serizitschiefer übergehen.

Ebenso könnte man die Quarzite und Kalke am Semmering, welch letztere zum Teil sicher den Kössener Schichten angehören, ganz gut vergleichen mit den Quarziten und Liaskalken in den Kleinen Karpathen. Auch hier bildet das Leithagebirge ein Übergangsglied. An seinem Westrande findet man nämlich ganz ähnliche Bildungen, ohne daß es allerdings bis jetzt möglich gewesen wäre, durch Fossilien ihr Alter festzulegen. Endlich scheint auch das Alter der Granitintrusion im Wechsel- und Rosaliengebirge dasselbe zu sein wie in den Karpathen. Wie es sich dort sehr wahrscheinlich machen läßt, daß die Granite noch Liaskalke umgewandelt haben, so sind im Semmeringgebiete die Kössener Schichten kristallinisch geworden, ebenfalls wahrscheinlich durch den Granit. Mögen auch manche von diesen angeführten Gründen in sich nicht allzuviel Beweiskraft besitzen, so zeigen doch alle zusammen nach der einen Richtung hin und es steht anderseits kein einziger Grund dagegen, so daß man ohne Bedenken den einstigen Zusammenhang auch der kristallinischen Kleinen Karpathen mit den Zentralalpen annehmen kann.

---

[1]) Diese Schieferung ist durchaus verschieden von der in den Karpathen beschriebenen. Die geschieferten Granite im Leithagebirge zeigen keine oder nur untergeordnete Zertrümmerungs- und Zersetzungserscheinungen, selbst dann, wenn die Schieferung sehr vollkommen ist. Man muß also wohl hier die Schieferung als eine primäre Erscheinung auffassen.

Über Sclerocephalus aus der Gaskohle von Nürschan und das Alter dieser Ablagerungen.

Von F. Broili.

Mit einer Lichtdrucktafel (Nr. I).

Beschreibung des Materials.

Unter dem Material aus der böhmischen Gaskohle von Nürschan befinden sich in der Münchner paläontologischen Staatssammlung zwei Schädelfragmente, die infolge ihrer Größe einige Beachtung verdienen.

Das größere (Fig. 1) von ihnen bietet die Schädeloberseite der Beobachtung dar. Ihm fehlen der vordere Teil der Schnauze sowie die beiden hinteren Schädelecken und außerdem ist es auf seiner linken Seite stark gepreßt worden. Große Lamellen der Knochen des Schädeldaches sind abgelöst, so daß die charakteristische „rauhe“ Oberflächenskulptur nicht überall erkennbar ist, ja an einzelnen Stellen sind ganze Knochenteile weggesprengt, daß die Elemente der Schädelunterseite zum Vorschein kommen. Auf diese Weise ist die Begrenzungslinie des linken Auges völlig verwischt und undeutlich geworden.

Der kleinere der beiden Reste (Fig. 2), den ich auch für einen Angehörigen der nämlichen Art halten möchte, zeigt gleichfalls die Schädeloberseite dar. An ihm sind namentlich die rückwärtigen Teile des Schädeldaches besser erhalten, so daß dadurch ein Ersatz für den in dieser Beziehung ungünstig konservierten größeren Schädel geboten ist, dagegen weisen die vorderen Teile eine um so schlechtere Erhaltung auf und ebenso sind hier, noch stärker wie dort, Knochenlamellen und ganze Knochen selbst abgelöst und weggesprengt.

Trotz dieser verschiedentlichen Defekte kann man erkennen, daß der **Schädelumriß** die Form eines vorn ziemlich breit gerundeten Dreiecks besaß. Obwohl die Schädel durch den Gebirgsdruck flach gedrückt sind, kann man wohl aus dem gesamten Habitus annehmen, daß das Schädeldach auch in Wirklichkeit sehr nieder gebaut war.

Für den Hinterrand des Schädeldaches sind die buchtartig einspringenden Ohrenschlitze eigentümlich, die namentlich bei dem kleineren der beiden Schädel sich sehr gut erkennen lassen, während bei dem größeren nur der rechtsseitige sich teilweise erhalten zeigt.

Die Augenöffnungen sind nahezu kreisrund und im Verhältnis zu den übrigen Proportionen des Kopfes auffallend klein, sie

liegen in der hinteren Hälfte des Schädels und sind weit voneinander getrennt. Scleroticaplatten lassen sich innerhalb der Augenlöcher nicht nachweisen. Das Foramen parietale, welches an dem größeren der Stücke nach den vorhandenen Resten sichtbar sein müßte, ist nicht mehr nachweisbar; an dem kleineren Schädel sind die Parietalia in der Medianlinie weggesprengt, aber ein erhöhter, rundlich umschriebener Fleck läßt mit Sicherheit die Lage des Foramen parietale erkennen. Es ist daher wahrscheinlich, daß diese Öffnung bei älteren Individuen von den Deckknochen überwuchert wird und anzunehmen, daß dieselbe bei jugendlichen Individuen noch zu sehen ist. Einen analogen Fall von Überwucherung des Foramen parietale konnte der Autor[1]) auch bei *Trimerorhachis* aus dem Perm von Texas beobachten; so zeigt der kleine *Trimerorhachis conangulus Cope* ein deutliches Foramen parietale, während dasselbe bei größeren Exemplaren von *Trimerorhachis insignis Cope* nicht mehr erkennbar ist.

Auch die Nasenlöcher sind nicht kenntlich; am größeren Schädel ist zwar in der Nähe des vorderen Bruchrandes eine grubenartige Vertiefung sichtbar, doch scheint dieselbe infolge Lossprengung von Knochenlamellen mehr zufälliger Natur zu sein.

Was die Skulptur des Schädeldaches betrifft, so ist dieselbe wie bei den meisten Stegocephalen eine rauhe, höckerige, welche durch schmale, häufig knötchenartig anschwellende Leistchen hervorgerufen wird, die kleine Gruben umziehen. Während bei vielen Gattungen diese Art der Ornamentierung scheinbar eine höchst unregelmäßige ist, da die Leistchen ein dichtes Maschenwerk hervorrufen und keinerlei Suturen mehr erkennen lassen, zeigen andere Genera in der Art ihrer Skulptierung eine gewisse Gesetzmäßigkeit, insofern die Leistchen von den Ossifikationszentren der einzelnen Knochen ausstrahlen.

Diese letztere Eigenschaft kommt unseren Exemplaren zu, an welchen die Nähte, wenn die oberen Knochenlamellen losgelöst sind, nur einigermaßen sich erkennen lassen. Man kann an dem kleineren Stück mit ziemlicher Sicherheit die Grenzen vom Squamosum, Supratemporale, Postorbitale, Postfrontale, an dem größeren Schädel besonders gut das Jugale sehen. Auf diesem, das überhaupt hier ein sehr mächtig entwickelter Knochen ist, zeigt sich die Skulptur am prägnantesten ausgeprägt.

Furchen von Schleimkanälen sind nicht vorhanden.

Am größeren Schädel sind an Maxillar- und Prämaxillarrändern, am kleineren an den losgelösten und über das Schädeldach hinweggeschobenen Unterkieferästen eine Reihe teilweise ganz gut erhaltener Zähne sichtbar. Dieselben sind auffallend schlank und in ihrer oberen Hälfte leicht nach rückwärts gekrümmt und glatt, in ihrer unteren Hälfte zeigen sie deutliche Riefung.

Im Anschluß an die eben geschilderten Stücke sei noch kurz ein weiterer Rest (Fig. 3) besprochen, der infolge seiner Größen-

---

[1]) Permische Stegocephalen und Reptilien aus Texas. Palaeontographica, LI. Bd., pag. 31.

verhältnisse möglicherweise sich mit denselben vereinigen läßt. Derselbe ist der rechte Maulwinkel eines großen Schädeldaches, welcher sich von der Unterseite aus repräsentiert. Erhalten sind große Teile des Vomers und des Palatinums, welche gleichmäßig dicht mit Chagrinzähnchen besetzt sind. Nähte zwischen den beiden Knochen sind nicht wahrnehmbar. Außerdem sind auf dem Palatinum noch zwei Fangzähne neben je einer Zahngrube sichtbar, von welchen der vordere seine Stellung direkt über der ganz gut konservierten Choane einnimmt. Die Fangzähne stehen stets vor der Zahngrube. Ganz ähnlich sind die Verhältnisse bei *Eryops megacephalus Cope* [1]), nur daß dort stets die Zähne hinter der Zahngrube ihre Stelle haben. Es scheint also der Schluß gerechtfertigt, daß auch bei Lebzeiten des Tieres stets nur ein Zahn in Funktion war, der also gewissermaßen den Ersatzzahn des ausgefallenen darstellt.

Die Kieferbezahnung selbst ist eine außerordentlich dichte, es lassen sich nämlich auf der verhältnismäßig kurzen Strecke nicht weniger wie 26 Zähne, beziehungsweise Zahngruben feststellen. Die Zähne, die sich also sehr dicht aneinander anlehnen, sind auffallend schlank (1·5—2 *cm*), in der oberen Hälfte leicht nach rückwärts gekrümmt und glatt, in der unteren Hälfte deutlich längsgerieft. Auch auf Grund dieser gemeinsamen Merkmale in bezug auf die Bezahnung glaube ich, daß der vorliegende Rest zu der gleichen Art gehört wie die beiden oben besprochenen Schädelfragmente.

	Maße (in *cm*) I [2])	Maße (in *cm*) II
Breite des Schädels an seinem Hinterrand	ca. 35	22
Länge des Schädels in der Mittellinie .	ca. 30	ca. 19
Entfernung der Augenlöcher von den Ohrenschlitzen	8·2	3·5
Gegenseitige Entfernung der Augenlöcher	ca. 8	ca. 4·5
Breite der Augenlöcher	4	—
Länge der Augenlöcher	4	—

Aus den hier angegebenen Zahlen geht hervor, daß uns eine sehr große Form vorliegt, die, wie wir nachher im vergleichenden Teil sehen werden, von keiner der bis jetzt bekannten gleichalterigen Arten an Größe erreicht wurde. Charakteristisch für den Schädel, der breiter wie lang ist, sind die nahezu kreisrunden kleinen Augenlöcher.

---

[1]) Broili, Ein Beitrag zur Kenntnis von *Eryops megacephalus* Paläontographica, XLVI. Bd., T. VIII.

[2]) I Maße des größeren, II Maße des kleineren Schädels.

Vergleiche.

Betrachten wir nun vergleichenderweise andere Formen aus der Gaskohle Böhmens, die hier in Betracht kommen können! Hierbei käme zunächst die von Fritsch[1]) aufgestellte Familie der *Melosauridae* in Frage, zu welcher dieser Autor die Gattungen *Chelydosaurus*, *Sphenosaurus*, *Cochleosaurus*, *Gaudrya*, *Nyrania* stellt.

Die Gattung *Cochleosaurus* nimmt infolge ihrer löffelartig verlängerten Supraoccipitalfortsätze eine Sonderstellung ein und unterscheidet sich dadurch sowohl leicht von den oben genannten Formen als auch von unserer Gattung.

Im Gegensatze zu den fast kreisrunden Augenhöhlen unserer Form besitzt *Chelydosaurus* ovale Augenöffnungen, auch treten hier die Epiotica gegenüber den Supraoccipitalia weit hervor, so daß dieser Teil des Schädelhinterrandes weit eingebuchtet sich zeigt, während an unserem Stück diese Begrenzungslinie nahezu gerade erscheint.

Das Genus *Gaudrya*, welches in erster Linie auf ein Fragment der vorderen Schädelunterseite begründet ist, dürfte, wie ich[2]) früher dargelegt habe, mit *Chelydosaurus* sich wohl vereinigen lassen.

Nyrania dürfte nach Abbildung 1 und 2 auf Taf. 63 der Arbeit von Fritsch an Dimensionen den kleineren der oben beschriebenen Schädel nahezu erreichen; auch sonst besteht im Umriß beider gewisse Ähnlichkeit, jedoch ist die Stellung der Augenöffnungen eine andere, insofern ihre Achse schief nach vorn und außen gestellt ist, und das Epioticum sich durch einen eigentümlichen, nach außen gerichteten Fortsatz auszeichnet, wodurch der Ohrschlitz eine beträchtliche Tiefe erhält.

Die Gattung *Sphenosaurus*, die nach Fritsch aller Wahrscheinlichkeit nach aus gleichalterigen Ablagerungen des nördlichen Böhmens stammt, kann zum Vergleiche nicht herangezogen werden, da von ihr Schädelteile nicht bekannt sind.

Zu der Familie der *Euglypta* (*Labyrinthodontia vera*) *Miall* wurde von Fritsch schließlich noch eine Gattung gestellt, welche den Namen *Macromerion* erhalten hat (l. c. Bd. II, pag. 37 etc.) und welche der „Riese unter den böhmischen Stegocephalen" sein soll. Bei dieser Gattung bringt Fritsch eine Reihe isoliert gefundener Stegocephalenreste unter, die sich durch besondere Größe auszeichnen. Gründe, weshalb diese einzelnen Fundstücke unter ein Genus gebracht werden sollen, sind nicht genannt. Ja der Autor scheint selbst über die Zugehörigkeit seines Materials zu einer oder der anderen seiner vielen Arten (*Macromerion Schwarzenbergi*, *Bageri*, *? abbreviatum*, *? bicolor*, *? juvenile*, *? simplex*, *? pauperum*) hie und da doch nicht ganz sicher zu sein. So sagt er zum Beispiel auf der Tafelerklärung 65 unter *Macromerion Schwarzenbergi*, Fig. 2: „Ein Gaumenknochen (Vomer?)

---

[1]) A. Fritsch, Fauna der Gaskohle und der Kalksteine der Permformation Böhmens, Prag, IV. Bd., in Kommission bei Řivnac 1883—1901.

[2]) F. Broili, Beobachtungen an *Cochleosaurus bohemicus Fritsch*, Palaeontographica 52.

mit einer Zahnreihe (wahrscheinlich einem großen Fische *Amblypterus* angehörend)“ und auf Tafelerklärung 64 unter *Macromerion Bayeri*, Fig. 1: „Partie der Wirbelsäule aus der vorderen Körperhälfte (möglicherweise einem Melosauriden angehörig).“ Welchen Wert solche Arten und ihre Zuteilung im System haben, ist leicht ersichtlich! So ist *Macromerion Schwarzenbergi* auf das Mittelstück eines Schädeldaches begründet, welches den Scheitel- und Stirnbeinen entspricht, außerdem werden zu der Art weiter isoliert gefundene Zähne, Kieferteile, Beckenstücke sowie Wirbel gestellt.

Macromerion Bayeri basiert auf isolierten Fragmenten von stark skulpierten Schädelknochen, Beckenteilen, Schuppen, Fragmenten eines Zahnes und Wirbeln, die aber dem Autor zufolge auch einem Melosauriden zugehören können.

Ein „sehr rätselhafter Knochen“ liegt *Macromerion?* zugrunde, der von Fritsch als Beckenrest gedeutet wird, der aber möglicherweise auch eine flach gedrückte Rippe sein kann.

Auf ähnliches Material hin sind auch die übrigen Arten aufgestellt und es ist daraus ersichtlich, daß die Aufstellung der Gattung *Macromerion* besser unterblieben wäre, denn die meisten dieser Teile dürften sich mit dem nämlichen Rechte mit einer der anderen von Fritsch aufgestellten Genera vereinigen lassen.

Auch v. Ammon[1]) kommt zu einem ähnlichen Resultat bei seinem *Macromerion Gümbeli*, welche Art er auf ein sehr schönes Kieferstück hin aus der unteren Grenze des Rotliegenden von Wolfstein am Königsberg (Lautertal) aufstellt und das er auf Grund der histologischen Beschaffenheit der Zähne mit der Gattung von Fritsch vereinigt. Er sagt selbst am Schlusse seiner eingehenden Untersuchung (pag. 102): „Es frägt sich nur noch, ob das Genus *Macromerion* überhaupt eine Existenzberechtigung besitzt oder ob nicht darin am Ende alle größeren Formen der Saurier vom Typus des *Sclerocephalus* und *Actinodon* enthalten seien? Das wäre möglich.“

Aus diesen Gründen muß hier davon Abstand genommen werden, die Gattung *Macromerion* zum Vergleiche heranzuziehen, zumal die vorhandenen Schädelreste (*Macromerion Schwarzenbergi* und *Macromerion juvenile*) darauf schließen lassen, daß ihre nicht besonders weit voneinander entfernt liegenden Augenöffnungen einen ovalen Umriß besessen haben.

Das von O. Jaekel[2]) neu begründete Genus *Gephyrostegus* aus der Nürschaner Gaskohle, dessen Stellung im System noch unsicher ist, unterscheidet sich von unserem Stück durch seine ihm eigentümlichen, vereinzelt dünneren und unskulptierten Partien des Schädeldaches und die Brückenbildung in der Wangen- und Schläfenregion.

Am Schlusse seines vierten Bandes[3]) nun gibt Fritsch im Supplement eine kurze Übersicht von neueren Funden, vor allem von

[1]) v. Ammon, Die permischen Amphibien der Rheinpfalz, mit 5 Tafeln, München, Straub 1889.

[2]) O. Jaekel, Über einen neuen paläozoischen Tetrapodentypus. *Gephyrostegus bohemicus*. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. LIV, Heft 3, pag. 127, 1902.

[3]) Fritsch, l. c. Bd. IV, 1901, pag. 85—99.

Amphibien und Reptilien, die nach Abschluß und Drucklegung der einschlägigen Kapitel später gemacht wurden. Daselbst bringt er auf pag. 93 eine kurze Beschreibung einer für seine Fauna neuen Form, welche er *Sclerocephalus ? Credneri* nennt und die er in Textfigur 392 zur Abbildung gelangen läßt. Der Schädel, der noch im Zusammenhang mit einem großen Teil des Rumpfes steht, ist stark gepreßt und sein Hinterrand wird von den Kehlbrustplatten verdeckt, er ist 13 *cm* lang, hinten 15 *cm* breit und der Durchmesser der Augen beträgt 22 *mm*.

Diese im allgemeinen recht schlecht konservierten Reste zeigen im großen und ganzen eine gewisse Ähnlichkeit mit den oben beschriebenen Stücken, nur besitzen nach der sehr undeutlichen Textfigur die Augenöffnungen eine mehr ovale Gestalt, während sonst der Gattung *Sclerocephalus* mehr runde Augenlöcher zukommen. Allein diesem Umstande ist im vorliegenden Falle nicht die Wichtigkeit beizumessen, die ihm in normalen Verhältnissen zukommen würde, denn Fritsch sagt ausdrücklich, daß die Kopfknochen gepreßt und zermalmt sind. Daß unter solchen Umständen die Begrenzung der Augenhöhlen gelitten und nicht mehr die normale ursprüngliche ist, dürfte daher wohl erklärlich sein.

Betrachten wir also zu weiteren Vergleichen mit unserer Form besser erhaltene Reste der Gattung *Sclerocephalus.*

Die Gattung *Sclerocephalus* ist bisher nur aus geologisch jüngeren Schichten, aus dem unteren Rotliegenden der Rheinpfalz und dem mittleren Rotliegenden Sachsens bekannt geworden, während die Nürschaner kohlenführenden Schichten nicht dem Rotliegenden, wie bisher angenommen wurde, sondern nach den eingehenden Studien K. Weithofers[1]) dem Oberkarbon angehören. Der Schädel von *Sclerocephalus* ist nach den genauen Untersuchungen eines H. v. Meyer[2]), Branco[3]), v. Ammon[4]) und Credner[5]) wohl einer der best-

[1]) K. Weithofer, Die geologischen Verhältnisse des Lagerschachtes und des benachbarten Teiles der Pilsener Kohlenmulde. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, Bd. XLIV, 1896.

Zur stratigraphischen Gliederung der mittelböhmischen Steinkohlenablagerungen. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1897, Nr. 16.

Geol. Beobachtungen im Kladno-Schlaner Steinkohlenbecken, ib. 1901, pag. 336.

Geologische Skizze des Kladno-Rakonitzer Kohlenbeckens, ib. 1902, pag. 399.

Die geologischen Verhältnisse der Steinkohlenablagerungen Böhmens. Sonderabdruck aus dem Bericht über den allgemeinen Bergmannstag, Wien 1903.

Die Steinkohlenablagerungen Böhmens. Sitzungsber. d. deutschen naturwissenschaftl. Vereines für Böhmen „Lotos" 1904, Nr. 1.

[2]) Goldfuß, Beiträge zur vorweltlichen Fauna des Steinkohlengebirges. Herausgegeben vom naturhistor. Verein für die preußischen Rheinlande, 1847, pag. 13, T. IV, Fig. 1—3.

H. v. Meyer, Reptilien aus der Steinkohlenformation in Deutschland. Palaeontographica, Bd. VI, pag. 212, T. XI, Fig. 9.

[3]) W. Branco, *Weissia bavarica g. n. sp. n.*, ein neuer Stegocephale aus dem unteren Rotliegenden. Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanstalt, 1886, mit Tafel.

[4]) L. v. Ammon, Die permischen Amphibien der Rheinpfalz, mit 5 Tafeln. München 1889. Straub.

[5]) H. Credner, Die Stegocephalen und Saurier aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. X. Teil. *Sclerocephalus labyrinthicus,* H. B. Geinitz, emend. H. Credner. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1893, pag. 693, mit Taf. XXX—XXXII; ib. Literatur über *Onchiodon* und *Zygosaurus labyrinthicum* von Geinitz.

bekannten Stegocephalenschädel überhaupt, so daß also das Material zu einem Vergleich ein recht günstiges ist.

Nach dem übereinstimmenden Urteil von Branco, v. Ammon und Credner ist der Schädel von *Sclerocephalus bavaricus*, *Häuseri* und *labyrinthicus* auffallend flach. Der letztgenannte Autor fügt zwar bei, daß dies eine Eigenschaft wäre, die wohl allen Stegocephalen eigentümlich sei, doch möchte ich hierzu bemerken, daß zwar sehr viele Stegocephalen ein flaches Schädeldach besitzen, daß jedoch einige, wie *Loxomma* und *Eryops*, mit einem ziemlich hochgebauten Cranium ausgestattet sind. Auch unsere Exemplare haben, wie wir oben sahen, zwar durch Druck gelitten, haben aber gleichfalls ein sehr niederes Schädeldach besessen.

Bei *Sclerocephalus bavaricus* sind die Ohrenschlitze nur schwach angedeutet, bei *Sclerocephalus Häuseri* zeigen sie sich bereits mehr entwickelt und der sächsische *Sclerocephalus labyrinthicus* ist mit ebenso stark ausgeprägten Ohrenschlitzen ausgestattet wie die hier vorliegenden Stücke.

Nahezu kreisrunde Orbitae sind sowohl für *Sclerocephalus bavaricus* als auch für *Sclerocephalus labyrinthicus* charakteristisch, wennschon Credner an der rechten Schädelhälfte eines sehr großen ausgewachsenen Individuums (pag. 654, Taf. XXXI, Fig. 1) ovale Augenlöcher konstatiert. Auch die beiden Schädel der Münchner Sammlung, der große sowohl wie der kleine, sind im Besitze fast kreisrunder Orbitae, die relativ ebenso weit auf dem Schädeldach rückwärts, das heißt ungefähr in dem nämlichen Abstand von den Ohrenschlitzen entfernt liegen wie die Orbitae an den sächsischen Exemplaren.

Nimmt man zu diesen übereinstimmenden Momenten noch die Ähnlichkeit im Umriß der Schädel, die konforme Skulptur der Knochen und die gleiche schlanke spitzkegelförmige Gestalt der Zähne, die in ihrer oberen Hälfte leicht nach rückwärts gekrümmt und in ihrer unteren Hälfte deutlich längsgerieft sind, welche Eigenschaften unsere böhmischen Stücke mit der pfälzischen, beziehungsweise mit der sächsischen Art der Gattung *Sclerocephalus* teilen, so ist es wohl klar, daß unsere oben beschriebenen Funde aus Böhmen gleichfalls zum Genus *Sclerocephalus* zu stellen sind.

Bezüglich der artlichen Zuteilung dürfte kaum ein Zweifel bestehen, denn obschon die von Fritsch beschriebenen Reste, wie wir oben sahen, nicht durch besondere Erhaltung ausgezeichnet sind, so lassen sie doch ihre Zugehörigkeit zu *Sclerocephalus* wohl erkennen und es ist demnach die Beibehaltung des von Fritsch nach einem der besten Stegocephalenkenner gegebenen Namens: ***Sclerocephalus Credneri*** am meisten geeignet, obschon die Fritsch zur Verfügung stehenden Reste von Ruppersdorf bei Halbstadt aus dem Braunauer Horizont stammen, der jüngeren Alters (= Cuseler Schichten) ist als unsere aus den Nürschaner Schichten herrührenden Fossilien. *Sclerocephalus Credneri* ist demnach der größte bis jetzt aus der böhmischen Gaskohle bekannte Stegocephale, wenn man von der fraglichen Gattung *Macromerion* absieht, deren isoliert aufgefundene Reste an Dimensionen *Sclerocephalus* meistenteils nachstehen, möglicherweise gehören überdies einzelne Teile, wie das

recht stattliche von Fritsch auf Taf. 65, Fig. 6 (Bd. II) abgebildete Kieferstück zu unserer Gattung. Ja es dürfte *Sclerocephalus Credneri* unter allen karbonischen Stegocephalen überhaupt der stattlichste Vertreter sein. Seine Dimensionen übertreffen mit der Schädelbreite von 35 *cm* und einer Länge von 30 *cm* (des größeren Individuums) die der jüngeren Gattungsangehörigen aus dem unteren Perm der Pfalz und Sachsens bedeutend; so besitzt der größte Credner zur Verfügung stehende Schädelrest von *Sclerocephalus* eine Länge von 28 *cm* bei einer Breite von 21 *cm*.

In seiner öfter genannten Arbeit hält v. Ammon es für wahrscheinlich (pag. 34 und 77), daß *Sclerocephalus* mit *Nyrania* ident sei und F. Frech[1]) kommt zu einem ähnlichen Resultat; es wurde ebenso in dieser Arbeit auf die Ähnlichkeit unseres Fundes mit *Nyrania* hingewiesen, aber das vorhandene Material letzterer Gattung ist noch nicht ausreichend genug, um den vollständigen Beweis liefern zu können, und immerhin besitzt das Originalstück von *Nyrania* einige Eigentümlichkeiten, wie die anders gerichteten Orbitae (ihre Achse ist schief nach vorn und außen gestellt) und die Fortsätze des Epioticums, welche wir bei *Sclerocephalus* vermissen.

Ob die zwei Formen *Archegosaurus latirostris H. v. M.* und *Osteophorus Roemeri H. v. M.*, die bei Frech[2]) zu *Sclerocephalus* gestellt sind, wirklich mit dieser Gattung vereinigt werden müssen, wagt der Autor aus Mangel an Vergleichsmaterial nicht zu entscheiden. Jedenfalls besitzt *Archegosaurus latirostris H. v. M.* große Verwandtschaft mit *Sclerocephalus* und auch bei *Osteophorus Roemeri H. v. M.* läßt sich infolge seines Gesamthabitusbildes, trotz des Mangels des für *Sclerocephalus* im allgemeinen bezeichnenden Ohrenschlitzes und des ausschließlich für ihn charakteristischen „Zwischennasenbeines" eine gewisse Ähnlichkeit nicht absprechen.

Das Alter der Horizonte von Nürschan und Kounova.

Die Stegocephalen aus der böhmischen Gaskohle von Nürschan sind von Fritsch und anderen für permischen Alters erklärt worden und haben als solche auch Eingang in die Literatur gefunden. Nun hat Weithofer[3]), wie wir oben bereits sahen, dem sich auch F. E. Sueß[4]) anschließt, gezeigt, daß die Nürschaner Kohlenschichten auf Grund der völlig gleichartigen und typischen Karbonfloren, die ihrer Zusammensetzung nach etwa den

[1]) F. Frech, Lethaea geognostica, I. T., II. Bd., 3. Lief., Die Dyas, pag. 469.

[2]) F. Frech, l. c. pag. 469 und 525.

[3]) K. A. Weithofer, siehe oben und: Zur Frage der gegenseitigen Altersverhältnisse der mittel- und nordböhmischen Karbon- und Permablagerungen. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. in Wien, math.-naturw. Klasse, Bd. CVII, pag. 53 ff.

[4]) F. E. Sueß, Bau und Bild der böhmischen Masse. Wien 1903, pag. 160 bis 163.

Schatzlarer Schichten des niederschlesisch-böhmischen Beckens oder den Saarbrücker Schichten des Saar-Rheingebietes entspricht, den Radnitzer Flözen zuzuzählen und oberkarbonischen Alters seien.

Was die Kounovaer Schichten betrifft, aus denen gleichfalls von Fritsch eine Reihe von Stegocephalen beschrieben wurden, so sind dieselben ihrer stratigraphischen Stellung nach den Radowentzer Schichten des Riesengebirges gleichzustellen, welche die Ottweiler Schichten des Saarreviers, also das oberste Endglied der Steinkohlenformation repräsentieren.

Aber auch die Stegocephalenfauna aus der böhmischen Gaskohle ist ihrem ganzen Charakter nach durchaus nicht eine permische.

Durchmustern wir zu diesem Ende die von Fritsch in seinem II. Bande (1889, pag. 60—63) gegebene Zusammenstellung der in Böhmen aufgefundenen Stegocephalen, von denen die meisten aus dem Nürschaner und Kounovaer Horizont herstammen, während nur wenige Formen: *Branchiosaurus* (*Chelyderpeton*) *umbrosus* und *moravicus Fr.*, ganz ausschließlich die Gattungen *Melanerpeton*, *Palaeosiren Beinerti Fr.*, *Chelydosaurus Vranii Fr.*, vielleicht noch *Sphenosaurus Sternbergi H. v. M.* aus dem Braunauer Horizont herrühren, welcher den Cuseler Schichten, also dem untersten Rotliegenden entspricht. Von diesen letztgenannten faunistischen Elementen aus den Braunauer Schichten wollen wir bei der Durchsicht der böhmischen Stegocephalen, weil diese sicher permischen Alters sind, Abstand nehmen und nur die Formen betrachten, die in den Nürschaner und Kounovaer Horizonten, also den Äquivalenten der Saarbrücker und Ottweiler Schichten, vorkommen.

Die Gattung *Branchiosaurus* ist mit drei Arten vertreten; *Branchiosaurus salamandroides Fr.* von Nürschan und *Branchiosaurus ? venosus Fr.* und *robustus Fr.* von Kounova und nicht, wie irrtümlich in der Tabelle angegeben ist, von Nürschan. (Vergl. den Text bei Fritsch, Bd. I, pag. 83 und 84.)

Branchiosaurus ist ein sehr weit verbreitetes und langlebiges Genus. Der ziemlich häufige *Branchiosaurus salamandroides Fr.* aus den Schichten von Nürschan dürfte die älteste Spezies sein, dann würden sich *Branchiosaurus ? venosus* und *robustus Fr.* von Kounova anreihen.

Gleichalterige Angehörige der Gattung *Branchiosaurus* begegnen uns in Frankreich, und zwar im obersten Karbon (Stéphanien) in den Schichten von Commentry, woraus sie uns durch Thevenin[1]) unter dem Namen *Protriton Fayoli* — der Autor wählt aus Prioritätsgründen diesen Namen — kürzlich bekanntgemacht wurden.

---

[1]) A. Thevenin, Amphibiens et Reptile du Terrain houillier de France. Annales de Paléontologie, T. I, pag. 145 etc., 1906. Paris, Masson.

Nächst jüngere Arten treffen wir zunächst in dem den Cuseler Schichten gleichzustellenden Braunauer Horizont mit *Branchiosaurus umbrosus Fr.* und *Branchiosaurus moravicus Fr.*, und aus der Grenze der oberen Cuseler Schichten gegen die Lebacher Schichten aus den schwarzen Schiefern von Heimkirchen bei Kaiserslautern in der Rheinpfalz hat v. Ammon[1]) ein gut erhaltenes Skelettchen von *Branchiosaurus caducus v. Am.* beschrieben.

Auch die jüngst gemachten Funde von *Branchiosaurus* von Odernheim in der Rheinpfalz dürften in den nämlichen Horizont zu stellen sein.

Die auf die Cuseler Schichten folgenden Lebacher Schichten, beziehungsweise deren Äquivalente, die, je nachdem man für das Rotliegende eine Zwei- oder Dreiteilung annimmt, dem oberen Unter- oder dem Mittelrotliegenden angehören, bergen schließlich die jüngsten Vertreter unserer Gattung *Branchiosaurus* in sich; so findet sich in den Schiefern von Millery bei Autun (oberstes Autunien) *Protriton* (*Branchiosaurus*) *Petrolei Gaudry*[2]), die gleiche Art begegnet uns wieder im Mittelrotliegenden von Manebach[3]), Oberhof und Friedrichroda im Thüringer Wald, und die Sedimente gleichen Alters des Plauenschen Grundes bei Dresden enthalten schließlich die bestbekannte Art der Gattung: *Branchiosaurus amblystomus Credner*[4]).

Die zweite Gattung, welche Fritsch in seiner Tabelle bringt, ist *Sparodus*, und zwar *Sparodus validus Fr.* und *Sparodus crassidens Fr.*, von denen die erste Art in spärlichen Resten von Nürschan und die zweite in ebenso seltenen Fundstücken von Kounova (nicht von Nürschan, wie in der Tabelle genannt wird) herrührt. Die Gattung *Sparodus* hat sich bisher nur an den genannten Fundplätzen in Böhmen gefunden. Das Genus steht dem Autor zufolge zwei bereits bekannten Gattungen sehr nahe, die aber karbonischen Alters sind: *Batrachiderpeton Hancock* und *Atthey* aus den karbonischen Schichten von Newsham (Northumberland) und *Hylerpeton Owen* aus der Steinkohlenformation von South Joggins, Neuschottland[5]), aus Schichten mit *Stigmaria*, *Calamites Sukovii*, *Cisti*, *Lepidophloios Acadianus*, *Sphenophyllum Schlotheimi*, *Alethopteris lonchitica* usw.

Hylonomus ist mit zwei, auf Kieferfragmente hin begründete Arten vertreten, und zwar *Hylonomus Lyelli Dawson*[5]), *Hylonomus*

---

[1]) v. Ammon, Die permischen Amphibien der Rheinpfalz, l. c., pag. 80—84, T. IV, Fig. 1.

[2]) A. Gaudry, Les reptiles de l'époque permienne aux environs d'Autun. Bull. de la Soc. géol. de France. 3. ser., T. VII, 1878, pag. 62, Pl. III und IV.

[3]) K. v. Fritsch, Referat im Neuen Jahrbuch 1879, pag. 720 über Gaudry, Sur les reptiles de temps primaires.

[4]) H. Credner, Die Stegocephalen aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden, *Branchiosaurus gracilis*, Zeitschrift d. d. geol. Gesellsch. 1881, pag. 298, T. XV—XVIII.

[5]) Dawson J. W., On a terrestrial Mollusk, a chilognathus Myriapod and some new species of Reptiles from the Coal Formation of nova Scotia. Quaterl. Journ. of geol. Soc., Vol. XVI, pag. 268, 1860.

On results of recents explorations of Erect trees containing Animal Remains in the Coal-formation of Nova Scotia. Philos. Transact. Royal Soc. Vol. 173, 1882, pag. 621 etc.

Wymanni Dawson, *Hylonomus acidentatus* Dawson, *Hylonomus multidens*, *Hylonomus acuminatus* Fr. aus dem Nürschaner und *Hylonomus crassidens* Fr. aus dem Kounovaer Horizont. Sonst ist diese Gattung nur aus karbonischen Ablagerungen, und zwar von South Joggins in Neuschottland bekannt geworden, außerdem noch aus dem Rotliegenden von Niederhäßlich (*Hylonomus Geinitzi* Credner[1]) = *p. p. Hyloplesion Fritschi*).

Der Gattung *Hylonomus* steht nach Fritsch sein Genus *Dawsonia*, das auf verschiedene zerstreute Kopfknochen hin aufgestellt ist, ziemlich nahe.

Aus den Nürschaner Schichten beschreibt Fritsch weiter *Dolichosoma longissimum* und *angustatum*, mit welcher Gattung uns Huxley[2]) aus wahrscheinlich gleichalterigen Sedimenten „upper Carboniferous", dem Karbon von Kilkenny, Irland, zuerst bekannt macht. An anderen Orten ist dieses Genus noch nicht gefunden worden, ihm sehr nahestehend dürfte *Molgophis* und *Phlegethontia* aus den Kohlenschichten von Linton in Ohio sein, die durch Cope geschildert wurden[3]).

Von *Ophiderpeton*, das außerdem nur in den karbonischen Schichten von Kilkenny[2]) in Irland sich fand, begegnen uns in der Tabelle von Fritsch aus den Nürschaner und Kounovaer Horizonten nicht weniger wie fünf Arten.

Adenoderma von Třemošná (Nürschaner Horizont) ist ausschließlich nur von dieser Lokalität bekannt.

Für *Urocordylus* (*Urocordylus scalaris* Fr. Nürschan) gelten die gleichen Verhältnisse wie bei *Dolichosoma*, das heißt die Gattung wurde von Huxley[2]) aus den bereits öfter genannten oberkarbonischen Schichten von Kilkenny, Irland, zuerst aufgestellt. (*Urocordylus Wandesfordi Huxley*[2]) syn. *Urocordylus reticulatus Hancock* and *Atthey*[4]).

Sehr eng sind auch die Beziehungen der von Cope aus dem Karbon von Linton (Ohio, l. c. pag. 375) beschriebenen Genera *Ptyonius* und *Oestocephalus*, *Hyphasma* und *Sauropleura* zu *Urocordylus*, welche Gattungen Fritsch mit *Lepterpeton* und *Keraterpeton* zur Familie der *Nectridae Miall* stellt.

---

[1]) Geinitz und Deichmüller, Über die Saurier der unteren Dyas im Dresdner Museum. Nachträge zur Dyas, II. Palaeontographica, XXIX. Bd., 1882.
Credner H., Die Stegocephalen etc., l. c., T.V. *Melanerpeton pulcherrimum Fr.*, *Pelosaurus laticeps* über den Wirbelbau von *Archegosaurus*. *Sparagmites arciger*, *Hylonomus Fritschi*. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1885, pag. 694 [733] und T. IX, *Hylonomus Geinitzi* etc. Ib. 1890, pag 240.

[2]) Huxley, H., Description of Vertebrata Remains from the Jarrow Colliery, county of Kilburny-Ireland. Transact. Royal Irish. Soc. Vol. 24, 1867.

[3]) Cope, E., Synopsis of the extinct Batrachia from the Coal Measures. Rep. of the geol. Surv. of Ohio. Vol. II. Part. II. Paläontology. 1875. Columbus.

[4]) Hancock Alb. and Atthey Thom,, On a new Labyrinthodont Amphibian (*Urocordyl. reticul.*) from the Northumberland Coalfield and the occurence in the same locality of Anthracos. Russeli, Annals and magazine of nat. hist. 4. ser. Vol. 4. 1869; ferner ibid. vol. 5. (*Loxomma!*); ferner Nat. hist. Transact. Northumb. and Durh. Vol. III. 1879.

Was nun *Keraterpeton* selbst betrifft, so haben Andrews[1]) und A. S. Woodward[2]) gezeigt, daß die von Fritsch unter dem Namen *Keraterpeton crassum* beschriebene Form in einigen Punkten von dem typischen *Keraterpeton* abweicht und daß daher der von Fritsch[3]) früher gebrauchte generische Name *Scincosaurus* wieder zu verwenden sei. Dieser *Scincosaurus*, der für die Nürschaner Ablagerungen geradezu charakteristisch und dort ziemlich häufig ist — es standen Fritsch fast drei ganze Exemplare von Nürschan und eine ziemliche Anzahl von Fragmenten zur Verfügung — stellt trotzdem den nächsten Verwandten von *Keraterpeton* dar und ist als faunistisches Element mit dieser Gattung gleichwertig, welche aus den oberkarbonischen Ablagerungen von Kilkenny Irland[4]) und Linton Ohio[5]) bekannt wurde.

Das Genus *Limnerpeton* hat sich bisher nur in Böhmen in fünf Arten in Nürschan und einer in Kounova gefunden, von denen allerdings einige auf sehr dubiöse Reste hin begründet sind.

Die sehr seltenen Gattungen *Seeleya*, *Ricnodon*, *Orthocosta* sind bisher nur dem Nürschaner Horizont bekannt, sie sind mit dem Genus *Hylonomus* nahe verwandt, das Dawson[6]) zuerst aus dem Karbon von South Joggins in Neuschottland beschrieb und mit dem auch nach H. Credner[7]) die Fritsch'sche Gattung *Hyloplesion* von Nürschan identisch sein dürfte.

Zu *Microbrachis* (drei Arten) von Nürschan steht *Tuditanus Cope* in bezug auf den Schädel und auf die Form der fast sämtlich gleich langen Rippen und *Cocytinus* in der Form der Wirbel — beide aus dem Karbon von Linton[8]) Ohio — in engen Beziehungen.

Von dem Genus *Dendrerpeton Owen*[9]), von welchem zwei Arten aus dem Karbon von South Joggins bekannt geworden (*Dendrerpeton Acadianum* und *Dendrerpeton Oweni Dawson*[10]), sind aus den böhmischen

---

[1]) Andrews, C. W., Note on a specimen of *Keraterpeton Galvani*, from Staffoidshire. Geol. Magaz. Dec. 4. 1895. Vol. II.

[2]) Woodward, A. S., On a new species of the *Stegocephalian Keraterpeton Galvani Huxley* from the Coal-measures of Castlecomer. Kilkenny, Ireland. Ibid. Bd. 4, 1897, pag. 293.

[3]) Fritsch, Sitzungsber. d. k. böhm. Ges. d. Wissensch. 1875.

[4]) Huxley, l. c. pag. 4—9.

[5]) Cope, l. c. pag. 371.

[6]) Dawson, l. c.

[7]) Credner, H., Die Stegocephalen etc., l. c. V. Teil, *Melanerpeton pulcherrimum Fr. Pelosaurus laticeps*, Über den Wirbelbau von *Archegosaurus, Sparagmites arciger. Cred. Hylonomus Fritschi. Gein.* u. *Deichm.* Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1885, pag. 694 (734) und IX. Teil. *Hylonomus Geinitzi* etc., ibid. 1890, pag. 240.

Geinitz und Deichmüller, Über die Saurier etc., l. c. Palaeontographica, 29. Bd., 1882.

[8]) Cope, l. c. pag. 391 und 360.

[9]) Lyell, Dawson, Wyman and Owen, On the Remains of a reptile *Dendrerpeton Acadianum* and of a land shell discovered in the Interior of an erect fossil tree in the Coal Measures of Nova Scotia. Quaiterl. Journal geol. Soc. 9, 1853, pag. 58—67, T. V und VI.

[10]) Owen, R., Description of specimens of fossil Reptilia discovered in the Coal Measures of South Joggins Nova Scotia. Journal geol. Soc. 18 1862, pag. 238 etc., T. IX und X.

Dawson, Notice on a new species of *Dendrerpeton* and of the Dermal Coverings of certain carboniferous Reptiles, ibid. 19, 1863, pag. 469.

Ablagerungen von Nürschan und Kounova drei Spezies beschrieben worden.

Die charakteristische Gattung *Diplovertebron* ist nur von Nürschan vertreten.

Sparagmites wird auf Wirbel- und Extremitätenknochen von Nürschan begründet. Die Wirbel zeigen in ihrer Anlage typisch rhachitomen Bau und dürften möglicherweise einem jugendlichen Individuum eines Melosauriden angehören.

Das für die Steinkohlenformation von Edinburg bezeichnende Genus *Loxomma Huxley*[1]) ist durch Fritsch an den Fragmenten eines Unterkiefers von Nürschan nachgewiesen worden. Der „ironstone of Gilmerton", in dem der Typus *Loxomma Almanni Huxley* gefunden wurde, ist unterkarbonischen Alters, welcher Horizont wahrscheinlich dem oberen Bergkalk Englands entspricht. Ob der böhmische Fund wirklich zu der Gattung aus dem Karbon von Edinburg zu stellen ist, wage ich nicht zu entscheiden, denn bei der letzteren sind die Kiele der Zähne glatt, während sie bei der böhmischen Form gezähnt sind. Lydekker[2]) macht auch in einer Fußnote auf diesen Unterschied aufmerksam.

Die Genera *Cochleosaurus*, *Nyrania* und *Gaudrya,* wenn letztere sich wirklich aufrecht erhalten läßt[3]), sind auf dem Nürschaner Horizont beschränkt geblieben, während in den jüngeren Schichten von Kounova die auf isolierte Fragmente hin begründete Gattung *Macromerion Fr.* sich findet, eine Art *Macromerion Schwarzenbergi Fr.* von Nürschan ausgenommen. Wie wir oben gesehen, hat v. Ammon[4]) aus der unteren Grenze des Perms der Rheinpfalz auch ein Stück beschrieben, das er zu der gleichen Gattung stellt. (*Macromerion Gümbeli v. Ammon.*)

Prorierpeton Fr. ist auf einige Extremitätenknochen von Kounova hin aufgestellt.

Zu diesen, in seiner tabellarischen Übersicht (II. Bd.) gegebenen Formen kommen nun noch einige neue Faunenelemente, die im Laufe der Bearbeitung des Materials sich angesammelt hatten und die Fritsch im IV. Band seiner Monographie kurz bespricht[5]).

Sehr interessant ist der Fund eines Wirbels mit dem charakteristischen Dornfortsatz der Gattung *Naosaurus Cope*[6]), mit welcher Cope uns aus den permischen Ablagerungen von Texas bekanntgemacht hat. Die böhmische Art ist zwar beträchtlich kleiner als die texanische, verlangt aber Beachtung, weil sie der einzige Reptil-

---

[1]) Huxley, Th., On new Labyrinthodonts from the Edinburg Coalfield: 1. Note respecting the Gilmerton Ironstone; 2. Description of a new Labyrinthodont (*Pholidogaster pisciformis*). Quarterl. Journal geol. Soc. Vol. XVIII., pag. 291, T. XL.

[2]) Lydekker, Catalogue of fossil Reptilia and Amphibia in the British Museum. London 1890. Pc. IV, pag. 164.

[3]) Broili, Beobachtungen an *Cochleosaurus bohemicus.* Palaeontographica, Bd. LII, pag. 13.

[4]) v. Ammon, l. c. pag. 94.

[5]) Fritsch, l. c. Bd. IV. 1901. Suppl., pag. 85 etc.

[6]) Cope, Systematic Catalogue of the species found in the beds of Permian Epoch in North America, with notes and descriptions. Americ Philos. Transact. New Series 16. 1890, pag. 285 u. 290.

rest ist, der aus der so reichen, von Fritsch geschilderten Fauna aus Böhmen bekannt wurde.

Gleichfalls wichtig erscheint *Nummulosaurus Fr.* von Trěmošná (Nürschaner Horizont), welcher anscheinend ähnlich *Diplovertebron Fr.* zwei Wirbelkörper unter jeder Neurapophyse aufzuweisen hat.

Ganz neu für die Fauna ist schließlich das Genus *Ptyonius Cope* [1]), das von Cope aus dem Karbon von Linton Ohio beschrieben wurde und von welchem Fritsch einige ganz trefflich erhaltene Stücke aus dem Nürschaner Horizont vorlagen. Den Beschluß unter diesen Tetrapoden macht schließlich noch die Gattung *Gephyrostegus Jäckel* [2]), die bis jetzt nur in Nürschan gefunden wurde.

Aus dieser vergleichenden Zusammenstellung geht nun hervor:

1. Dem Nürschaner und Kounovaer Horizont Böhmens sind folgende rein karbonische Faunenelemente eigentümlich:

Dolichosoma	*Dendrerpeton*
Ophiderpeton	*? Loxomma*
Urocordylus	*Ptyonius.*

2. Einige Gattungen teilen der Nürschaner, beziehungsweise Kounovaer Horizont mit karbonischen und permischen Ablagerungen, und zwar:

Branchiosaurus und *Hylonomus.*

3. *Naosaurus*, *? Macromerion* und der oben beschriebene *Sclerocephalus* sind bisher nur aus dem Nürschaner Horizont und Schichten permischen Alters bekannt geworden.

4. Eine Reihe von Formen zeigt große Ähnlichkeit und nahe Verwandtschaft mit Gattungen, die sich bisher nur in karbonischen Schichten fanden, so:

Sparodus mit *Batrachiterpeton* und *Hylerpeton*
Scincosaurus mit *Keraterpeton*
Microbrachis mit *Tuditanus* und *Cocytinus.*

5. Der Rest der Fauna besteht aus Formen, die sich bisher nur in Nürschan und Kounova fanden; es sind dies die Genera:

Dawsonia	*Diplovertebron*
Adenoderma	*Cochleosaurus*
Limnerpeton	*Nyrania*
Seeleya	*Gaudrya*
Ricnodon	*Proierpeton*
Orthocosta	*Nummulosaurus*
Hyloplesion (? = *Hylonomus*)	*Gephyrostegus.*

[1]) Cope, Geol. Surv. of Ohio, pag. 373.

[2]) O. Jäckel, Über einen neuen paläozoischen Tetrapodentypus: *Gephyrostegus bohemicus.* Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch., Bd. LIV, Heft 3, pag. 127, 1902.

Ziehen wir nun aus dieser abschließenden Feststellung unsere Folgerungen, so ergibt sich, daß in der Fauna der Stegocephalen und Reptilien von Nürschan und Kounova von den mit anderen identifizierbaren Gattungen zwei Drittel ausschließlich auf karbonische und nur ein Drittel auf permische Genera entfallen. Hierbei ist die Konstatierung von Interesse, daß von diesen drei Gattungen, die auf permisches Alter Anspruch machen können, *Naosaurus* erst im Jahre 1901 im Supplement seines vierten Bandes von Fritsch beschrieben wurde, die fragliche Gattung *Macromerion* von Ammon 1889, nachdem der zweite Band der Fauna der Gaskohle und der Kalksteine nachgewiesen bereits erschienen war, aus „der Grenzkalkbank zum Karbon" von Wolstein (Lautertal, Rheinpfalz) und daß endlich die Gattung *Sclerocephalus* von Nürschan erst in vorliegender Arbeit untersucht wurde. Es lagen also Fritsch damals unter den Stegocephalen aus Nürschan und Kounova gar keine sicheren permischen Vertreter, ausgenommen die Gattung *Branchiosaurus*, vor, welche, wie wir oben sahen, erst kürzlich durch Thevenin aus karbonischen Ablagerungen Frankreichs nachgewiesen wurde.

Auffallend ist auch für die Fauna das gänzliche Zurücktreten der Reptilien — die einzige Gattung *Naosaurus* ausgenommen — auch diese Tatsache allein spräche für karbonisches Alter.

Wenn wir nun schließlich, um über das Alter der Wirbeltierfauna von Nürschan und Kounova ein vollkommenes Bild zu bekommen, einen Blick werfen auf die von Fritsch im dritten Band auf Seite 130 gegebene Zusammenstellung der dort vorkommenden Fische — *Xenacanthus Decheni* stammt aus dem Braunauer Horizont, der, wie oben gesagt wurde, den Koblenzer Schichten, also dem unteren Rotliegenden entspricht — so begegnen uns an den genannten Fundpunkten folgende Formen:

Ctenodus obliquus Hanc. and Atth., Kounova
„ *applanatus Fr.*, Kounova
„ *trachylepis Fr.*, Nürschan
Hybodus vestitus Fr., Kounova
Orthacanthus bohemicus Fr., Nürschan
„ *Kounoviensis Fr.*, Kounova
„ *pinguis Fr.*, Kounova
„ *plicatus Fr.*, Kounova
Tubulacanthus sulcatus Fr., Kounova
Brachiacanthus semiplanus Fr., Kounova
Platycanthus ventricosus Fr., Kounova
Pleuracanthus parallelus Fr., Nürschan
„ *ovalis Fr.*, Kounova
Traquairia pygmea Fr., Nürschan
Protacanthodes primatus Fr., Nürschan
Acanthodes ? Bronni Ag., Nürschan
Megalichthys nitens Fr., Kounova
Trissolepis Kounoviensis Fr., Kounova
Acentrophorus dispersus Fr., Kounova

Pyritocephalus sculptus Fr., Nürschan
Sceletophorus biserialis Fr., Nürschan
Phanerosteon pauper Fr., Nürschan
Amblypterus verrucosus Fr., Nürschan
Acrolepis Krejčii Fr., Kounova
„ *sphaerosideritarum Fr.*, Kounova
„ *gigas Fr.*, Kounova
Progyrolepis speciosus Fr., Kounova.

Das sind im ganzen 27 Arten, von denen 25 neu sind. Von den zwei bekannten findet sich *Ctenodus obliquus Hanc. and Atth.*[1]) außer in Kounova ziemlich häufig in den karbonischen Ablagerungen von Northumberland, Yorkshire, Staffordshire und Lanarkshire. Die zweite bei Fritsch genannte Spezies wird nur mit Vorbehalt zu *Acanthodes ? Bronni Ag.* gestellt und stammt aus den Sphärosideritknollen von Icilow bei Třemošná „aus dem Horizont von Kounova mit *Acrolepis gigas*, welcher dem von Lebach gleich ist, weshalb es sehr wahrscheinlich wird, daß diese Reste zu *Acanthodes Bronni* gehören". (Bd. III, pag. 61.)

Es läßt sich also von den 27 Arten von Fischen aus den Horizonten von Kounova und Nürschan nur eine einzige mit Sicherheit identifizieren und diese ist karbonischen Alters.

Demnach dürfte auf Grund dieser Resultate diese Fischfauna wohl nicht als eine permische bezeichnet werden können.

Was nun die Flora der Gaskohle von Nürschan betrifft, so finden wir bei Fritsch[2]) im ersten 1879 erschienenen Hefte seiner „Fauna der Gaskohle" eine Liste der in den Gasschiefern dort vorkommenden Pflanzen nach O. Feistmantel, worin im ganzen 55 Pflanzenreste angeführt werden, von denen 7 als permische und 48 als karbonische Arten angeführt werden. Diese Liste stützt sich auf die zwei ersten, bei Fritsch nicht zitierten Arbeiten O. Feistmantel's über diesen Gegenstand, welche in den Jahren 1870[3]), beziehungsweise 1872[4]) erschienen waren. Des Zusammenhanges wegen soll diese Liste hier gleichfalls wiedergegeben werden, wobei die

[1]) A. Hancock and Th. Atthey, On various species of *Ctenodus*, Annals and Magaz. of nat. Hist. 1865, pag. 89.

Weitere Literatur und Synonyma siehe bei:

A. S. Woodward and Ch. D. Sherborn, A catalogue of British Fossil Vertebrata, London 1890, pag. 52 u. 53.

A. S. Woodward, Catalogue of the fossil Fishes in the British Museum, Part. II, London 1891, pag. 256, Taf. IV, Fig. 2 u. 3.

Ctenodus obliquus wird hier mit *Sagenodus inaequalis Owen* vereinigt.

[2]) A. Fritsch, Fauna der Gaskohle etc., 1879, Bd. I, Heft 1, pag. 10.

[3]) O. Feistmantel, Über Pflanzenpetrefakten aus dem Nürschaner Gasschiefer, sowie seine Lagerung und sein Verhältnis zu den übrigen Schichten. Sitzungsber. der k. böhm. Gesellsch. in Prag 1870, pag. 56 etc.

[4]) O. Feistmantel, Beitrag zur Kenntnis der Ausdehnung des sogenannten Nürschaner Gasschiefers und seiner Flora. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1872, Bd. XXII, pag. 289 etc.

Pflanzen permischen Alters durch einen gesperrten Druck hervorgehoben sind:

Equisetites contractus Göppert
Calamites Sukowi Bgt.
Huttonia carinata Germ.
Calamites cannaeformis Schl.
„ *approximatus Bgt.*
Asterophyllites equisetiformis Bgt.
Volkmannia gracilis Stbg.
Asterophyllites foliosus L. H.
Sphenophyllum Schlotheimi Bgt.
Sphenopteris Höninghausi Bgt.
„ *elegans Bgt.*
„ *Asplenites v. Gtb.*
„ *obtusiloba Bgt.*
„ *tridactylites Bgt.*
„ *Gravenhorsti Bgt.*
„ *macilenta L. H.*
„ *Linki Bgt.*
„ *microloba Göpp.*
Hymenophyllites stipulatus Gtb.
Schizopteris Gutbieriana Presl
Neuropteris acutifolia Bgt.
„ *imbricata Göpp.*
„ *gigantea Stbg.*
Cyclopteris orbicularis Bgt.
Dictyopteris Brogniarti Gtb.
Cyatheites Oreopteridis Göpp.
„ *Miltoni Göpp.*
„ *arborescens Göpp.*
Cyatheites dentatus Göpp.
Alethopteris cristata Gtb.
„ *erosa Gtb.*
„ *longifolia Gtb.*
Odontopteris obtusiloba? Naum.
„ *Schlotheimi Gtb.*
Oligocarpia Gutbieri Göpp.
Lepidodendron dichotomum Stbg.
Sagenaria elegans Stbg.
„ *abovata Stbg.*
„ *rimosa Stbg.*
„ *barbata Röm.*
Lepidostrobus variabilis L. H.
Lepidophyllum majus Bgt.
Knorria Selloni Stbg.
Cardiocarpum orbiculare Ettgh.
Sigillaria distans Gein.
Sigillariaestrobus gravidus O. F.
Carpolithes coniformis Göpp.
Stigmaria ficoides Bgt.
Antholithes Pitcairniae L. H.
Rhabdocarpus amygdalaeformis Göpp. et Brong.
Guilielmites umbonatus Gein.
Carpolithes corculum Stbg.
Asterocarpus Geinitzi Gtb.
Schützia anomala Göpp.
Walchia piniformis Stbg.

Bei dieser Liste entgeht Fritsch *Sphenopteris crassinervis Göppert*, die von O. Feistmantel in der ersten der oben genannten Arbeiten (1870) als „permisch" angeführt wird, dafür stellt er noch *Odontopteris Schlotheimi Bgt.* zu den permischen Pflanzen, welche O. Feistmantel in der zweiten der erwähnten Publikationen nicht mehr als eine permische, sondern als karbonische Form betrachtet (1872, pag. 291).

Diese Liste von Pflanzen aus den Schiefern der Gaskohle von Nürschan wurde im Laufe der nächstfolgenden Jahre verschiedentlich durch O. Feistmantel erweitert und berichtigt, so besonders im Jahre 1873 [1]) in einem in der Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft erschienenen Aufsatz, worin der Autor auf Seite 594 bei der Besprechung der Pflanzen sich folgendermaßen äußert: „Diese pflanzlichen Reste, die neben den permischen

[1]) O. Feistmantel, Über den Nürschaner Gasschiefer, dessen geologische Stellung und organische Einschlüsse. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1873, Bd. XXV, pag. 579 etc.

Tierresten im Gasschiefer eingeschlossen vorkommen, sind fast ausschließlich solche, wie sie schon im produktiven Kohlengebirge angetroffen werden. In meinem ersten Bericht habe ich **auch acht als Permpflanzen angeführte Arten unterschieden, von denen jedoch heute nur *Odontopteris obtusiloba Naum.* und *Walchia piniformis Stbg.* von Belang sein dürften, da die übrigen Arten zweifelhafte sind**: ich erinnere nur an Göpperts *Equisetites contractus*, *Neuropteris imbricata*, an Gutbiers *Asterocarpus Geinitzi* etc.“ In der sich an diese Bemerkung anschließenden Liste der Pflanzen fehlen dann auch: *Equisetites contractus Göpp.*, *Neuropteris imbricata Göppert*, *Odontopteris Schlotheimi Gtb.*, *Asterocarpus Geinitzi Gtb.* und *Schützia anomala Göpp.*

An dem „karbonischen Charakter“ der Flora in den Nürschaner Gasschiefern hält O. Feistmantel auch fernerhin fest; obwohl er die Schichten selbst auf Grund der Wirbeltierreste für permisch hielt, so sagt er beispielsweise in der oben genannten Abhandlung in der Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft auf Seite 591: „Die Flora im Bereich der erwähnten Schichten ist fast durchweg eine solche, wie sie im sogenannten produktiven Kohlengebirge angetroffen wird, setzt sich also aus dem Liegendzuge in den Hangendzug, das heißt aus dem sogenannten produktiven Kohlengebirge in das Rotliegende fort.“ Ferner finden wir in der Palaeontographica[1]) 1874—76 auf Seite 2: „Die Vorkommen bei Nürschan und Rakonitz jedoch bilden Übergangsschichten mit Karboncharakter der Flora und Rotliegendcharakter der Tiere“, und auf Seite 298 der nämlichen Arbeit: „Die Flora mit diesen Tieren ist allerdings eine echt karbonische.“ Zu dieser Schlußfolgerung war aber Feistmantel gezwungen, denn die obengenannten permischen Pflanzen *Odontopteris obtusiloba Naum.* und *Walchia piniformis* sind in den Nürschaner Gasschiefern die allergrößten Raritäten. So lag Feistmantel, wie er auf Seite 276 (ibidem) zugibt, nur ein Koniferenzweig vor, den er für *Walchia piniformis* erklärte, wobei er aber auch erwähnt, daß nach Geinitz die gleiche Form auch bei Zankerode in Sachsen aufgefunden wurde.

Allen diesen weiteren Äußerungen O. Feistmantel's in der Zeit von 1872—1876 hat aber A. Fritsch keine Beachtung mehr geschenkt, obwohl die erste Lieferung seiner „Fauna der Gaskohle“ erst 1879 ausgegeben wurde.

Es bleibt deshalb ganz unverständlich, warum speziell die Schicht von Nürschan, obwohl die Flora derselben von O. Feistmantel als solche karbonischen Alters bestimmt war, auf Grund der Stegocephalen (— es lag Fritsch in der ganzen Fauna, wie wir eben sehen, bloß ein einziger, damals nur aus dem Perm bekannter Stegocephale, nämlich *Branchiosaurus* vor —) als permisch hingestellt wurde,

[1]) O. Feistmantel, Die Versteinerungen der böhmischen Ablagerungen mit teilweiser Ergänzung der mangelhaften Formen aus dem niederschlesischen Becken. Palaeontographica 1874—76, Bd. XXIII.

da nach den bisher bestehenden Grundsätzen eine Fauna zu derjenigen Schichtgruppe gestellt wird, mit welcher sie die meisten Vertreter gemeinsam hat.

Während der Drucklegung machte mich Herr Bergrat Dr. Teller, dem ich auch an dieser Stelle für seinen freundlichen Hinweis bestens danke, auf zwei Arbeiten F. Ryba's über diesen Gegenstand aufmerksam. Die erste ist unter dem Titel: „Beitrag zur Kenntnis des Cannelkohlenflözes bei Nürschan" im 53. Jahrgang dieser Zeitschrift (1903) erschienen (mit 3 Taf., pag. 351—372). Hierin beschreibt der Autor die in der Cannelkohle von Nürschan neu aufgefundenen oder bis jetzt schlecht bekannten Arten und gibt in tabellarischer Übersicht zugleich eine Revision der älteren Bestimmungen, soweit diese aufzufinden waren. In dieser Liste begegnet uns die oben aus Nürschan angeführte *Walchia piniformis* nicht mehr, sondern unter 72 Arten werden nur zwei rein permische genannt: *Schützia anomala Gein.* und ein schlecht erhaltenes Wedelfetzchen von *Pecopteris pinnatifida Schimp.* etc. Deshalb kommt Ryba mit vollem Recht zu einem gleichen Resultat wie Feistmantel, indem er die Schichten von Nürschan auf Grund des floristischen Materials zum Karbon, und zwar zu den Ottweiler Schichten stellt.

In seiner zweiten Arbeit: „Studien über den Kounovaer Horizont im Pilsener Kohlenbecken"[1]), behandelt Ryba die Flora dieses Horizonts und kommt auf Grund seiner Zusammenstellung zu dem Resultat, daß diese Schichten zum unteren Rotliegenden gehören und neben anderen den Schichten des Plauenschen Grundes oder den Kuseler Schichten des Saar—Rheingebietes entsprechen.

Wenn wir nun die 50 von Ryba aufgeführten Arten durchmustern, so finden wir, daß der überwiegende Teil derselben den für das oberste Karbon charakteristischen Pflanzen angehört; als echte permische Typen werden angeführt: *Callipteridium crassinervium*, *Callipteridium gigas*, *Callipteridium aff. Regina*, *Callipteridium subelegans*, *Callipteris conferta*, *Annularia spicata*, *Linopteris Germari* (auch im ob. prod. Karbon?) und *Walchia piniformis*.

Unter diesen permischen Pflanzen wird nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn J. Schuster hier, *Callipteris conferta* jüngst auch aus Schichten beschrieben[2]), die aller Wahrscheinlichkeit nach Ottweiler Schichten sind, ebenso kommt auch *Walchia piniformis* schon in der obersten Stufe des Karbon vor, wenn sie auch erst im Rotliegenden häufig wird. Von der Gattung *Callipteridium* werden ebenso auch aus dem obersten Karbon (Stéphanien) von Commentry verschiedene angeführt, wie *Callipteridium gigas* und *Callipteridium pteridium*. Hierzu käme noch vielleicht *Callipteridium aff. Regina*, nach

---

[1]) F. Ryba, Sitzungsber. der kgl. böhm. Gesellschaft der Wissenschaften, II. Kl. Prag 1906, Sep., 28 Seiten, 4 Tafeln.

[2]) A. Leppla, Ist das Saarbrücker Steinkohlengebirge von SO her auf Rotliegendes aufgeschoben? Monatsber. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 3. 1907, pag. 90 u. 91.

Ryba eine Zwischenform zwischen *Callipteridium gigas* und *pteridium*. Unter den anderen als permisch angeführten Typen sind, so weit es sich aus den Angaben Ryba's feststellen läßt, *Callipteridium crassinervium* und *subelegans*, sowie *Annularia spicata* sehr selten, woraus hervorgeht, daß die Vertreter des Rotliegenden in Kounova doch recht dünn gesät sind.

Wir haben demnach in floristischer Beziehung in den Schichten von Kounova einen Grenzhorizont, der etwas jünger ist als die Schichten von Commentry und der als solcher noch zum Karbon oder zum Perm gestellt werden kann. Dennoch dürfte man ihn vielleicht auf Grund seiner Flora, die ja in ihrer Zusammensetzung hauptsächlich oberkarbonische charakteristische Typen aufzeigt und deren permische Repräsentanten sehr zurücktreten, als oberste Grenzschicht des Karbon auffassen.

In bezug auf die Fauna aber sind die Schichten von Kounova, wie wir eben sahen, älter als die des Plauenschen Grundes oder die Kuseler Schichten, sie sind oberkarbonischen Alters.

Aus dem Grunde und wenn man auch auf die stratigraphischen Verhältnisse hin Parallelen mit anderen Verhältnissen zu ziehen geneigt ist, sind die Schichten von Kounova zu den Ottweiler Schichten zu zählen, während der ältere Nürschaner Horizont demnach aus den gleichen Gründen den Saarbrücker Schichten entspricht.

Die Schichten von Nürschan und Kounova entsprechen ihren geologischen Verhältnissen nach, zufolge den Untersuchungen Weithofer's (siehe oben), den Saarbrücker und Ottweiler Schichten des Saar—Rheingebietes, die Flora von Nürschan ist nach den Angaben O. Feistmantel's und Ryba's eine karbonische, die Flora von Kounova repräsentiert einen Grenzhorizont, der eher als oberstes Karbon, denn als unterstes Perm zu betrachten ist und ihre Fauna ist auf Grund der weitaus überwiegenden karbonischen Gattungen eine oberkarbonische; sie stellt, wie Weithofer[1]) so richtig auf Grund seiner geologischen Aufnahmen sagte, „geradezu den Typus der oberkarbonen höheren Tierwelt dar".

Durch die überaus verdienstvollen Aufsammlungen von A. Fritsch ist nämlich diese Fauna der böhmischen Gaskohle eine so reichhaltige und vielgestaltige geworden, wie sie ähnlich noch von keiner anderen Lokalität untersucht wurde. Wir finden in den Schichten von Nürschan und Kounova eine ganze Reihe jener eigentümlichen langgestreckten oder langgeschwänzten Formen, wie *Urocordylus*, *Dolichosoma*, *Ptyonius*, *Scincosaurus* (*Keraterpeton* nahestehend), die unter den Stegocephalen als charakteristische Vertreter des Karbon angesehen werden müssen und von denen nur äußerst

[1]) A. Weithofer, Geologische Beobachtungen im Kladno—Schlaner Steinkohlenbecken. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1901, Nr 16, pag. 236—38.

seltene und spärliche Vertreter (*Hylonomus*) auf die Permformation überkommen. Außer diesen Charakteren treten uns aber neue, für das übrige Karbon fremdartige Gestalten gegenüber, wie *Cochleosaurus*, *Sclerocephalus* und *Nyrania*, die Vorläufer der permischen rhachitomen Stegocephalen, welche erst in dieser Periode ihre Hauptentwicklung entfalten.

Den Übergang und Anschluß an das Perm selbst geben uns in Böhmen die Schichten von Braunau, die sicher permisches Alter besitzen (= Kuseler Schichten), wo ein weiteres permisches Element in dem Genus *Melanerpeton* eintritt und wo neben *Sclerocephalus* der so sehr an *Archegosaurus* erinnernde *Chelydosaurus* (*Chelyderpeton*) sich findet.

Zum Schluß sei noch Herrn Prof. Dr. Rothpletz für die gütige Überlassung des Materials mein herzlicher Dank ausgesprochen!

Erklärung zu Tafel I.

Fig. 1. *Sclerocephalus Credneri Fritsch.*

Schädeldach eines ausgewachsenen großen Individuums mit teilweise erhaltener Skulptur. Nur das rechte Auge *O* ist kenntlich, die begrenzenden Knochenteile des linken sind weggesprengt, so daß an seiner Stelle Elemente der Schädelunterseite zum Vorschein kommen. *OG* = Ohrenschlitze.

Fig. 2. *Sclerocephalus Credneri Fritsch.*

Schädeldach eines kleinen Tieres. Über der linken Schädelhälfte liegen Kieferreste mit Zähnen. Die Ossifikationszentren der teilweise weggesprengten Knochen lassen sich noch teilweise im Abdruck erkennen. *O* = Augenöffnung. — *FP* = Foramen parietale.

Fig. 3. *? Sclerocephalus Credneri Fritsch.*

Rechter vorderer Maulwinkel eines sehr großen Stegocephalen, der wahrscheinlich zu *Sclerocephalus Credneri* gehört, von der Unterseite. *Ch* = Choanen. Die dunkle, grubige Partie an der linken Ecke der Zeichnung rührt vom Abdruck des hier weggesprengten Schädeldaches her.

Alle Figuren in ca. $^2/_3$ natürlicher Größe.

Die Originale stammen alle aus der oberkarbonischen Gaskohle von Nürschan und befinden sich in der paläontologischen Sammlung des Staates zu München.

Über die Fortexistenz von Doppelsalzen, im besonderen von Karnallit und Schönit in wässeriger Lösung.

Von R. Kremann.

Unter Doppelsalzen verstehen wir im allgemeinen kristallisierte Verbindungen mehrerer Salze, wie zum Beispiel Karnallit $Mg\,Cl_2 . K\,Cl + 6\,H_2\,O$, oder Schönit $K_2\,S\,O_4 . Mg\,SO_4 + 6\,H_2$ und andere mehr. Es ist in der Literatur vielfach die Annahme verbreitet, daß die Existenz derselben nur an den festen Zustand gebunden sei, und diese Doppelsalze bei ihrer Auflösung fast völlig in die Einzelnsalze zerfallen[1]). Es zeigen nämlich die wässerigen Lösungen dieser Doppelsalze die gleichen Reaktionen, wie sie den Ionen der einzelnen Salze zukommen und keine Reaktionen, welche irgendwelchen neuen Ionen zukommen könnten. Hingegen ist dieses bekanntlich der Fall bei sogenannten „komplexen Salzen", die man als eine prinzipiell von den gewöhnlichen Doppelsalzen oben erwähnter Eigenschaften verschiedene Klasse von Doppelverbindungen auffaßt, wie zum Beispiel das Kaliumplatinchlorid $2\,K\,Cl\,.\,Pt\,Cl_6$, welches nicht mehr die Reaktionen des Chlorions gibt, sondern die eines neuen Ions, des Ions $Pt\,Cl_6''$, indem das Kaliumplatinchlorid nach folgendem Schema:

$$K_2\,Pt\,Cl_6 \rightarrow 2\,K^{\cdot} + Pt\,Cl_6''$$

elektrolytisch dissoziiert.

Ferner ergaben Bestimmungen des Molekulargewichtes oben erwähnter Doppelsalze, wie Schönit und Karnallit — die Alaune würden sich hier gleichfalls einreihen lassen — in wässeriger Lösung, daß keine Verbindung zwischen den Einzelnsalzen in nachweisbarem Betrag vorhanden ist, denn die Erniedrigung des Gefrierpunktes solcher Lösungen ist gleich den Summen der Erniedrigungen, welche den Einzelnsalzen unter gleichen Umständen zukommen. Diese Methode ist jedoch nur in verdünnten Lösungen anwendbar. Es ist auch hier anzunehmen, daß für Karnallit und Schönit rein chemische Dissoziationsgleichgewichte folgenden Schemas vorliegen:

$$K\,Cl\,.\,Mg\,Cl_2\,.\,6\,H_2\,O \rightleftarrows K\,Cl + Mg\,Cl_2 + 6\,H_2\,O$$

$$K_2\,SO_4\,.\,Mg\,SO_4\,.\,6\,H_2\,O \rightleftarrows K_2\,SO_4 + Mg\,SO_4 + 6\,H_2\,O$$

---

[1]) Nernst, Lehrb. d. phys. Chemie, pag. 502.

und, gemäß dem allgemeinen Gesetze, daß bei allen chemischen Dissoziationsvorgängen die Konzentration des dissoziierenden Stoffes mit steigender Verdünnung abnimmt, in verdünnten Lösungen nur in solchen Bruchteilen als Doppelverbindungen existieren, wie sie sich experimentell nicht nachweisen lassen und erst in konzentriertesten Lösungen zum größeren Teil noch als Doppelsalze bestehen bleiben.

Schon Ostwald weist in seinem Lehrbuch der anorganischen Chemie darauf hin, „daß gewisse Erscheinungen darauf hindeuten, daß die Doppelsalze in konzentrierten Lösungen in gewissem, wenn auch geringem Umfange als solche bestehen“.

Zweck vorliegender Untersuchungen war, zu untersuchen, ob und vor allem bis zu welchen Konzentrationen Anhaltspunkte für die Fortexistenz solcher Salze in wässeriger Lösung zu finden sein würden.

Für den Fall des Existenznachweises würde dann zweifelsohne zu entscheiden sein, daß wir zwischen Doppelsalzen einerseits und komplexen Salzen anderseits keinen prinzipiellen, sondern nur einen graduellen Unterschied zu ziehen hätten, indem sich beide Klassen von Verbindungen eben nur durch den verschiedenen Beständigkeitsgrad oder Komplexitätsgrad auszeichnen würden. Es sei gleich an dieser Stelle erwähnt, daß die im folgenden mitgeteilten experimentellen Daten für diese letztere Ansicht sprechen.

Wenn man also der Frage nach der Fortexistenz solcher Doppelsalze wie Karnallit und Schönit näher treten will, so sind nach eingangs Erwähntem vor allem die konzentrierteren Lösungen in das Bereich der Untersuchungen zu ziehen. Da osmotische Methoden, (Gefrierpunktserniedrigung, Siedepunktserhöhung und andere) hier nicht ohne weiteres anwendbar sind, so mußte durch Messung der Ionenkonzentrationen solcher Lösungen mittels Leitfähigkeitsmessungen der Frage näher getreten werden.

Der Vergleich der Werte der elektrischen Leitfähigkeit einer Lösung beider Salze mit dem Wert, wie er sich aus den Leitfähigkeiten der beiden gleichionigen Einzelnsalze KCl und $MgCl_2$, beziehungsweise K_2SO_4 und Mg_2SO_4 unter Berücksichtigung des Massenwirkungsgesetzes ergibt, führt hier nicht zum Ziele. Denn in beiden Systemen ist eines der Salze nicht nach dem Schema binärer Salze, wie KCl,

$$KCl \rightleftarrows K^{\cdot} + Cl'$$

elektrolytisch dissoziiert, sondern unterliegt einer zweifachen Art der Dissoziation, wie dies eben bei ternären Elektrolyten der Fall ist:

$$MgCl_2 \rightleftarrows MgCl^{\cdot} + Cl' \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (1$$

$$MgCl^{\cdot} \rightleftarrows Mg^{\cdot\cdot} + Cl' \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (2$$

beziehungsweise

$$K_2SO_4 \rightarrow KSO_4' + K^{\cdot} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (1$$

$$KSO_4' \rightarrow SO_4'' + K^{\cdot} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (2$$

Über den quantitativen Betrag der beiden Einzeldissoziationen in ihrer Abhängigkeit von der Verdünnung ist nicht viel mehr bekannt,

als daß in konzentrierten Lösungen fast ausschließlich die Ionen $Mg\,Cl^{\cdot}$, beziehungsweise $K\,SO_4{}'$ vorhanden sind, die mit steigender Verdünnung eben immer mehr und mehr in die Ionen $Mg^{\cdot\cdot}$ und Cl', beziehungsweise $K^{\cdot}$ und SO_4 zerfallen.

Es läßt sich also in diesen Fällen daher der elektrolytische Dissoziationsgrad α nicht ohne weiteres aus dem Verhältnis der Äquivalentleitfähigkeit der betreffenden Lösung bei bestimmten Volumen υ, $\lambda\upsilon$ und der Äquivalentleitfähigkeit bei unendlicher Verdünnung

$$\lambda\infty \text{ aus } \alpha = \frac{\lambda\upsilon}{\lambda\infty}$$

berechnen, wie dies zum Beispiel bei binären Salzen, wie $K\,Cl$, bekanntlich der Fall ist.

Wohl aber können wir nach einer von Kümmel[1]) angegebenen Methode die Konzentration der Chlorionen des Magnesiumchlorids, beziehungsweise der Sulfationen des Kaliumsulfats bei bestimmter Konzentration des gelösten Salzes ermitteln, indem wir die Konzentration eines elektrolytisch binär zerfallenden Chlorids, beziehungsweise Sulfats, dessen letzteren Dissoziationsgrad wir aus der Leitfähigkeit ohne weiteres ermitteln können, aufsuchen, die mit der untersuchten $Mg\,Cl_2$-Lösung, beziehungsweise $K_2\,SO_4$-Lösung isohydrisch ist, das heißt die gleiche Konzentration der Cl-, beziehungsweise SO_4-Ionen enthält. Eine solche Lösung hat die Eigenschaft, daß sich beim Vermischen mit der das gleichnamige Ion, dessen Konzentration eben zu ermitteln wäre, enthaltenden Lösung der Dissoziationsgrad nicht ändert. Die Leitfähigkeit einer solchen Mischung setzt sich dann nach der Mischungsregel additiv aus den Leitfähigkeiten der einzelnen Salze zusammen.

Wenn wir also nun zu einer Magnesiumchloridlösung bestimmter Konzentration einmal die Konzentration der isohydrischen $K\,Cl$-Lösung, das anderemal die Konzentration einer isohydrischen $Na\,Cl$-Lösung ermitteln, so müßte, falls keine Doppelsalzbildung in der Lösung eintritt, die aus beiden Versuchen ermittelte Cl-Ionenkonzentration der Magnesiumchloridlösung die gleiche sein. Nun bildet aber sowohl $Mg\,Cl$ mit $K\,Cl$ ein Doppelsalz, den Karnallit, als auch $Mg\,Cl$ mit $Na\,Cl$ ein Doppelsalz von der vermutlichen Zusammensetzung:

$$Mg\,Cl_2\,.\,Na\,Cl\,.\,H_2\,O\ ^{2)},$$

das aber nach Literaturangaben weniger beständig zu sein scheint als Karnallit. Wenn also, wie ja von vornherein zu erwarten ist, die beiden Magnesiumchloriddoppelsalze bei der Auflösung und bei weiterer Verdünnung nicht ganz gleichmäßig zerfallen, sondern in der Lösung noch fortexistieren, und zwar mit verschiedenem Dissoziationsgrad, so werden wir in konzentrierten, $Mg\,Cl_2$-Lösungen verschiedene Werte der Chlorionen erhalten, wenn wir dieselben ein-

[1]) Zeitschrift f. Elektrochemie, Bd. IX, pag. 975, 1903.

[2]) Poggiale, Kap. 20, 1180. — Kastner, Salinenkunde, 2., pag. 296, 1847. — Baland, J. p. Ch. 35, pag. 331.

mal aus der isohydrischen $Na\,Cl$-Lösung, das anderemal aus der isohydrischen $K\,Cl$-Lösung ermitteln.

Für verdünnte $Mg\,Cl$-Lösungen werden jedoch beide Werte gleich werden müssen, wenn der Zerfall der Doppelsalze sich der Vollständigkeit mehr und mehr nähert.

Das gleiche gilt auch cetris paribus für Kaliumsulfatlösungen. Kaliumsulfat gibt mit Magnesiumsulfat Schönit, mit Zinksulfat ein Doppelsalz: $Zn\,SO_4 . K_2\,SO_4 . 6\,H_2\,O$[1]. Für den Fall der Fortexistenz dieser Doppelsalze in Lösung werden wir in konzentrierten $K_2\,SO_4$-Lösungen verschiedene Werte der SO_4-Ionenkonzentration ableiten können, je nach der Ermittlung derselben aus einer isohydrischen Magnesiumsulfatlösung oder einer isohydrischen Zinksulfatlösung. Mit steigender Verdünnung werden sich dieselben immer mehr und mehr nähern müssen.

Das Experiment bestätigte vollkommen die theoretischen Schlußfolgerungen. Während aus höher konzentrierten Magnesiumchloridlösungen als 0·9 äquivalent, sich der Wert der Chlorionen als verschieden erweist, wenn er einmal aus der isohydrischen Lösung von $K\,Cl$, das anderemal aus der isohydrischen Lösung von $Na\,Cl$ abgeleitet wird, ist er bei schwächeren $Mg\,Cl_2$-Lösungen der gleiche.

Wir müssen also schließen, daß oberhalb Konzentrationen von 0·9 äquivalent Karnallit in wässeriger Lösung als solcher existiert, bei geringeren Konzentrationen aber praktisch vollends zerfallen ist.

Ebenso müssen wir schließen, daß Schönit bis zu Konzentrationen von 0·5 äquivalent in bezug auf $K_2\,SO_4$ als Doppelsalz noch in Lösung fortbesteht, indem von dieser Konzentration an der Wert der Sulfationen des Kaliumsulfats der gleiche wird, unabhängig davon, ob wir ihn aus einer isohydrischen, Zink- oder Magnesiumsulfatlösung ermitteln.

Experimenteller Teil.

1. Versuche mit Magnesiumchlorid.

Es wurden 3·6, 1·8, 0·9 und 0·45 äquivalente Lösungen von Magnesiumchlorid hergestellt und je 20 cm^3 dieser Lösungen mit 20 cm^3 von Lösungen von $K\,Cl$, beziehungsweise $Na\,Cl$ verschiedener Konzentration versetzt. Nun wurde die spezifische Leitfähigkeit dieser Mischungen, sowie die der Lösungen der Einzelnsalze bestimmt und untersucht, bei welcher Konzentration der $Na\,Cl$-, beziehungsweise $K\,Cl$-Lösung die spezifische Leitfähigkeit der Mischung, das arithmetische Mittel der Leitfähigkeiten der Einzelnlösungen war. Die Konzentration einer solchen $Na\,Cl$-, beziehungsweise $K\,Cl$-Lösung entsprach dann der Konzentration der, der untersuchten $Mg\,Cl_2$ isohydrischen Lösung. Nur in diesem Fall tritt eben keine Änderung des Dissoziationszustandes und damit der spezifischen Leitfähigkeit ein. Die Methode der Bestimmung der Leitfähigkeiten war die bekannte Ostwaldsche, die Versuchtemperatur betrug 250°.

Die nachstehende Tabelle gibt die Versuchsdaten wieder.

---

[1] Graham, Phil. Mag., 18, pag. 417.

Konzentration der $Mg\,Cl_2$-Lösung	Deren spezifische Leitfähigkeit in rez. Ohm.	Konzentration der zugegebenen *Na Cl*-Lösung	Deren spezifische Leitfähigkeit	Spezifisches Leitvermögen einer gleichteiligen Mischung beider Lösungen		Konzentration der zugegebenen *Na Cl*-Lösung	Deren spezifische Leitfähigkeit	Spezifisches Leitvermögen einer gleichteiligen Mischung beider Lösungen	
				berr.	gef.			gef.	berr.
3·6 äquiv.	0·133	**3·0** äquiv.	**0·151**	0·142	0·143	**2·5** äquiv.	**0·228**	0·181	0·182
3·6 „	0·133	2·5 „	0·149	0·141	0·146	2·0 „	0·190	0·161	0·165
3·6 „	0·133	2·0 „	0·131	0·132	0·139				
1·8 äquiv.	0·102	2·0 äquiv.	0·131	0·117	0·115				
1·8 „	0·102	**1·5** „	**0·108**	0·105	0·104	**1·5** äquiv.	**0·149**	**0·128**	0·129
1·8 „	0·102	1·2 „	0·086	0·094	0·096	1·3 „	0·125	0·113	0·115
0·9 äquiv.	0·0654	**0·75** äquiv.	**0·0585**	0·0618	0·00620				
0·9 „	0·0654	0·56 „	0·0395	0·0525	0·00529	**0·65** äquiv.	**0·0699**	0·0676	0·0675
0·9 „	0·0654	0·375 „	0·0300	0·0477	0·00493				
0·45 äquiv.	0·0368	**0·500**	**0·0380**	0·0372	0·0372	**0·400**	**0·0440**	0·0404	0·0403
0·45 „	0 0368	0·313	0·0264	0·0316	0·0372	0.325	0·0360	0·0364	0·0367

Die Bedeutung der in den einzelnen Vertikalspalten eingetragenen Zahlenwerte ist aus den Spaltenüberschriften ohne weiteres ersichtlich. Die Konzentrationen der in der ersten Spalte eingetragenen $Mg\,Cl_2$-Lösungen bestimmter Konzentration, isohydrischer $Na\,Cl$-, beziehungsweise $K\,Cl$-Lösungen sowie deren spezifische Leitfähigkeit sind in vorstehender Tabelle durch stärkeren Druck erkenntlich gemacht. Aus diesen Werten läßt sich nun leicht die Konzentration der Cl-Ionen der $Mg\,Cl_2$-Lösungen in den untersuchten Konzentrationen ermitteln.

Konzentration der $Mg\,Cl_2$-Lösung	Konzentration der zugegebenen		Konzentration der Cl-Ionen berechnet aus der	
	$K\,Cl$-Lösung	$Na\,Cl$-Lösung	$K\,Cl$-Lösung	$Na\,Cl$-Lösung
3·6 äquiv.	2·5 äquiv.	3·0 äquiv.	1·52	1·16
1·8 "	1·5 "	1·5 "	0·988	0·831
0·9 "	0·654 "	0·75 "	0·466	0·450
0·45 "	0·400 "	0·50 "	0·296	0·292

λ_v die Äquivalentleitfähigkeit der $Na\,Cl$-, beziehungsweise $K\,Cl$-Lösung ergibt sich durch Division der mit 1000 multiplizierten spezifischen Leitfähigkeit durch die Äquivalenzzahl. Die Werte der Äquivalentleitfähigkeit für $Na\,Cl$ und $K\,Cl$ sind bei unendlicher Verdünnung $\lambda_{\infty\,Na\,Cl} = 130$, beziehungsweise $\lambda_{\infty\,K\,Cl} = 150$.

Hieraus ergibt sich leicht der Dissoziationsgrad

$$\alpha = \frac{\lambda_v}{\lambda_\infty}.$$

Die Konzentration der Cl-Ionen erhält man durch Multiplikation des Dissoziationgrades α mit der Äquivalenzzahl. Die so erhaltenen Daten sind in obiger Tabelle übersichtlich zusammengefaßt. Wie man sieht, erhält man bei einer sehr konzentrierten $Mg\,Cl_2$-Lösung einen viel größeren Wert der Cl-Ionen bei Berechnung aus der zugegebenen $K\,Cl$-Lösung als bei Berechnung aus der $Na\,Cl$-Lösung. Der Unterschied wird aber entsprechend dem weitergehenden Zerfall der Doppelsalze, bei größerer Verdünnung der $Mg_2\,Cl$-Lösung immer kleiner, um bei 0·45 äquivalenter $Mg\,Cl_2$-Lösung vollends zu verschwinden [1]).

2. Versuche mit $K_2\,SO_4$-Lösung.

Diese Versuche wurden ganz analog durchgeführt wie die mit $Mg\,Cl_2$-Lösungen. Je 20 cm^3 der $K_2\,SO_4$-Lösung wurden mit je 20 cm^3 $Zn\,SO_4$, beziehungsweise 20 cm^3 $Mg\,SO_4$-Lösung verschiedener Konzentration versetzt und wieder die Konzentration der entsprechenden isohydrischen $Zn\,SO_4$, beziehungsweise $Mg\,SO_4$ ermittelt. Die folgende Tabelle gibt die Versuchsdaten wieder:

[1]) Die aus den isohydrischen KCl-Lösungen berechneten Werte der Cl-Ionenkonzentration der $Mg\,Cl_2$-Lösungen verschiedener Konzentrationen stimmen mit den von Kümmel beobachteten Werten gut überein.

Konzentration der K_2SO_4-Lösung	Deren spezifische Leitfähigkeit	Konzentration der zugegebenen Mg_2SO_4-Lösung	Deren spezifische Leitfähigkeit	Spezifisches Leitvermögen einer gleichteiligen Mischung beider Lösungen		Konzentration der zugegebenen SO_4-Lösung	Deren spezifische Leitfähigkeit	Spezifisches Leitvermögen einer gleichteiligen Mischung beider Lösungen	
				berr.	gef.			berr.	gef.
1·3 äquiv.	0·975	4 äquiv.	0·553	0·764	0·694	4 äquiv.	0·524	0·750	0·704
1·0 äquiv.	0·775	3 äquiv.	0·529	0·652	0·654	3 äquiv.	0·521	0·648	0·637
—	—	—	—		—	2·7 „	0·451	0·613	0·612
0·75 äquiv.	0·585	2 äquiv.	0·488	0·537	0·538	2 äquiv.	0·441	0·513	0·502
—	—	—	—	—	—	1·8 „	0·420	0·503	0·502
0·75	0·585	1 äquiv.	0·324	0·460	0·480	1·0 „	0·324	0·460	0·467
0·5 äquiv.	0·426	1 äquiv.	0·324	0·375	0·373	1·0 äquiv.	0·324	0·375	0·375

In ganz analoger Weise, wie bei der $MgCl_2$-Lösung sich die Chlorionenkonzentrationen berechnen lassen, sind hier für die K_2SO_4-Lösung die Sulfationenkonzentrationen berechnet, wie sie sich einmal ein der isohydrischen $ZnSO_4$-Lösung, das anderemal aus der Mg_2SO_4-Lösung berechnen [1]).

Konzentration der K_2SO_4-Lösung	Konzentration der zugegebenen		Konzentration der SO_4-Ionen berechnet aus der	
	Mg_2SO_4-Lösung	der $ZnSO_4$-Lösung	Mg_2SO_4-Lösung	$ZnSO_4$-Lösung
1·3 äquiv.	$<$ 4 äquiv.	$<$ 4 äquiv.	$<$ 0·46	$<$ 0·44
1·0 „	3 „	2·7 „	0·44	0·38
0·75 „	2 „	1·8 „	0·41	0·35
0·50 „	1 „	1·0 „	0·31	0·31

Die Resultate sind analog den bei $MgCl_2$-Lösungen erhaltenen. In allerkonzentriertester Lösung der 1·3 äquivalenten K_2SO_4-Lösung überwiegt die Konzentration der SO_4-Ionen in der K_2SO_4-Lösung derart, daß wir isohydrische $MgSO_4$ oder $ZnSO_4$-Lösung finden können.

In 1·0 und 0·75 äquivalenter Lösung erhalten wir gleichfalls Unterschiede in der Konzentration der SO_4-Ionen, je nachdem wir dieselbe aus der $MgSO_4$ oder $ZnSO_4$-Lösung berechnen.

Die Unterschiede sind aber ziemlich gering, was eben damit zusammenhängen dürfte, daß die Stabilität beider Doppelsalze in wässeriger Lösung weniger verschieden ist, als dies bei den Doppelsalzen von $MgCl_2$ mit $NaCl$ und KCl der Fall ist.

In 0·5 äquivalenter Lösung sind die Unterschiede bereits verschwunden, sei es daß die Doppelsalze vollends zerfallen sind, sei es daß ihre Stabilitätsunterschiede in wässeriger Lösung bei dieser Konzentration kaum merklich geworden sind.

Zweifelsohne ist aber mit den Versuchen der qualitative Existenznachweis der untersuchten Doppelsalze in wässeriger konzentriertester Lösung erbracht. Es dürfte also die „Nichtexistenz" solcher Doppelsalze in wässeriger Lösung kaum als prinzipieller Unterschied gegenüber komplexen Salzen herangezogen werden sollen.

Graz, chemisches Universitätslaboratorium, Jänner 1908.

[1]) $\lambda\infty$ für $ZnSO_4$ und $MgSO_4$ = 120.

Die Ortlergruppe und der Ciavalatschkamm.

Von **Wilhelm Hammer.**

Mit zwei Kartenskizzen (Tafel Nr. II—III) und 41 Zinkotypien im Text.

Einleitung.

Abseits von den vielbefahrenen Haupttälern Tirols steht an seiner westlichen Grenze das Hochgebirge des Ortler, in Form und Farbe ungleich den anderen höchsten Erhebungen des tirolischen Berglandes. In grauen, eisdurchzogenen Wänden schwingen sich unvermittelt aus den grünen Vorhöhen der Täler die Berge empor, während in den tirolischen Zentralalpen viele übereinandergereihte Stufen zu den im Hintergrund verborgenen Gipfeln hinanführen. Die tief eingeschnittenen Täler und die aus Dolomit aufgebauten Gipfel des Ortler erinnern eher an die Westalpen.

So wie das Ortlergebirge erst in jüngster Zeit durch den Bau neuer Verkehrswege der Hochflut der sommerlichen Reisenden geöffnet wurde, so blieb es auch in der geologischen Erforschung lange ein vergessenes Gebiet.

Die ersten, welche geologische Kunde von ihm in weitere Kreise leiteten, waren die Kommissäre des geognostisch-montanistischen Vereines für Tirol und Vorarlberg, Trinker und Senger in den Jahren 1840—1853. Wie bei allen älteren geognostischen Untersuchungen und bei denen dieses Vereines besonders, wandte man das Augenmerk vor allem der Aufsuchung nutzbarer Stoffe zu: so beschreibt Senger die alten Schurfe auf Kupferkies, Spateisenstein und Fahlerz bei Stilfs und Gomagoi, sowie in Sulden, welch letztere durch die sagenhaften „Rößlgulden" noch heutzutage bei den Bewohnern in lebendiger Erinnerung sind, und auch die Gipslager bei Stilfs, doch sind in der Karte jenes Vereines bereits auch die Grundzüge der Geologie des Ortler, die kristalline Basis, die auflagernden Triasmassen, der Granit von Trafoi und anderes mehr schon enthalten.

Theobald, der zehn Jahre später seine geologische Aufnahme Graubündens durchführte, kam nur bis an die Landesgrenze am Stilfserjoch und behandelt daher nur den Süd- und Westrand des Ortlerstockes. Die geologische Erforschung im Hauptteil ruhte, bis die geologische Reichsanstalt in Wien durch Guido Stache das

Gebiet aufnehmen ließ. Stache förderte die Kenntnis des Ortler besonders durch die im Verein mit C. v. John durchgeführte genaue Untersuchung der Eruptivgesteine; die Gruppe der Suldenite und Ortlerite wurde von diesen beiden Forschern aufgestellt und in das System der Eruptivgesteine eingereiht. Aber auch die Klarlegung der Stratigraphie der kristallinen Schiefer ließ Stache sich angelegen sein und es ist für seine Ergebnisse bezeichnend, daß wir auch heute noch nicht wesentlich über diese hinausgekommen sind. Dagegen blieb die Tektonik fast ganz unberührt und diese zu ergründen blieb der neuesten Erforschung vorbehalten denn auch Gümbel, der von Bormio aus das Gebirge durchwanderte, wandte sich vorwiegend den stratigraphischen Fragen zu. Es ist eine ganz allgemein in der Geologie herrschende Reihenfolge in der Richtung der Forschertätigkeit und in der Natur der Sache begründet, daß zuerst die nutzbaren Mineralien, dann die Stratigraphie und zuletzt die Tektonik zum Ziele der Forschung gewählt werden.

Nachdem Stache in den siebziger Jahren seine Aufnahme vollzogen, blieb das Ortlergebiet wieder von den Geologen verlassen, bis 30 Jahre später von verschiedenen Seiten gleichzeitig an das Studium der Tektonik dieses Gebietes gegangen wurde. In den Westalpen war die neue Hypothese über den Gebirgsbau der Alpen, der Nappismus, aufgetaucht und einer der eifrigsten Vertreter derselben, P. Termier, suchte sie auf das Gebiet zwischen Veltlin und dem Brenner anzuwenden, wobei natürlich die Ortlergruppe in das Feld seiner Tätigkeit fiel; gleichzeitig wurde Fr. Frech durch seine Studien im Brennergebiet, und zwar zunächst durch stratigraphische Fragen dazu veranlaßt, die Ortlergruppe zum Vergleich heranzuziehen. Wieder ein anderer, rein tektonischer Standpunkt führte aber fast gleichzeitig auch A. Rothpletz in diese Gegend: er war durch Studien in den Hochgebirgen von West- und Ostalpen zur Annahme einer von Ost gegen West gerichteten Überschiebung letzterer über die ersteren gelangt und die Verfolgung der Randspalten, auf denen diese Gleitung vor sich gegangen sein sollte, führte ihn in das Ortlergebiet, das von der südlichen Randspalte durchschnitten wurde. Es ist gewiß ein seltener Zufall, daß ein Gebiet von drei so verschiedenen Gesichtspunkten aus gleichzeitig neu durchforscht wird, jedenfalls ein sehr günstiger Zufall wegen der unumgänglich notwendigen gegenseitigen Kritik, sowohl wegen der beabsichtigten, als auch wegen der unwillkürlichen, durch die Gegenüberstellung der Angaben und Erklärungen. Um dieselbe Zeit nun hat auch die geologische Reichsanstalt in Wien eine neuerliche Aufnahme des Gebietes angeordnet und den Schreiber dieser Zeilen damit betraut. Das amtliche und das rein wissenschaftliche Ziel dieser Neuaufnahme deckten sich: war durch die drei vorgenannten Bearbeiter ein reichliches Material an Erklärungshypothesen aufgestellt worden, so war es demgegenüber vor allem notwendig, ein möglichst reichhaltiges Material an Beobachtungen aufzubringen, denn dieses ist zur Entscheidung der streitenden Theorien notwendig und ist dasjenige, was diesen Arbeiten noch am meisten abgeht. Der amtliche Zweck der Neuaufnahme war zunächst eine genaue geologische Karte im Maßstabe 1 : 25.000 her-

zustellen — leider kann dieselbe nur verkleinert im Maße 1 : 75.000 gedruckt werden — und die Herstellung dieser Karte hat nun die gewünschte Fülle von Beobachtungen geliefert, welche hier vorgelegt werden. Ich habe eben wegen des Überschusses an Theorien und des Mangels an Beobachtungen diese letzteren hier in größerer Breite und Anzahl niedergelegt, als es sonst vielleicht notwendig gewesen wäre, und ich habe mich anderseits bemüht, sie möglichst von den daraus gezogenen Erklärungsversuchen zu trennen, in welchen ich zu den gegebenen Hypothesen Stellung nehme. Dabei wurde der Umkreis des untersuchten Gebietes beträchtlich erweitert gegenüber jenen Arbeiten, um einen besseren Überblick zu gewinnen.

Nachdem ich schon 1902 am Südrande des Ortlertriasgebirges Vorstudien gemacht hatte, begann ich im Sommer 1904 mit der Detailaufnahme und widmete dieser den ganzen Sommer 1905 und den Juni und Juli 1906, und auch 1907 wurden noch Ergänzungstouren unternommen. Die Karte kann leider erst in den nächsten Jahren zur Veröffentlichung kommen; ich habe diesen Mangel durch die Beigabe zahlreicher Profile, Ansichten und Kartenskizzen zu verringern gesucht.

Die Beschreibung wurde in zwangloser Weise in einer Reihe von Abschnitten eingeteilt, die bald stratigraphischen, bald tektonischen Charakter haben oder eine Vereinigung beider sind, im Anschluß an die orographische Gliederung und die geologischen Untergruppen. Die glazialen Ablagerungen sind hier außer Beschreibung geblieben: einerseits verweise ich diesbezüglich auf den Artikel in den Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1906 über die interglaziale Breccie von Trafoi, anderseits hat dies seinen Grund darin, daß das besprochene Gebiet glazialgeologisch ganz unselbständig ist und ich deshalb beabsichtige, bei einer einheitlichen Darstellung der Glazialablagerungen des ganzen Vintschgaues das Fehlende nachzutragen.

Literaturverzeichnis.

Senger, Ergebnisse der geognostisch-montanistischen Bereisung des Oberinntales und des Vintschgaues. Enthalten im Bericht über die Leistungen des geognostisch-montanistischen Vereines für Tirol und Vorarlberg im Jahre 1839, Innsbruck 1840.

Trinker, J., Petrographische Erläuterungen zur geognostischen Karte von Tirol und Vorarlberg. Innsbruck 1853.

Theobald, Geologische Beschreibung von Graubünden. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, II. Lief., Bern 1864.

— Die südöstlichen Gebirge von Graubünden. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, III. Lief., Bern 1866.

Mojsisovics, E. v., Trachytfund in den Ortleralpen. Verhandl. d. k. k. geol R.-A. 1865, pag. 52 und 120.

— Geologisches über die Ortlergruppe in Schaubachs Deutsche Alpen. II. Aufl., Bd. IV, pag. 59—62.

Payer, J. v., Die Ortleralpen. Ergänzungsheft Nr. 18 zu Peterm. Mitteilungen 1867.

— Die westlichen Ortleralpen (Trafoier Gebiet). Ergänzungsheft zu Peterm. Mitteilungen, Nr. 23, 1868.

Stache, G., Notizen aus den Tiroler Zentralalpen. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1863, pag. 221.

Stache, G., Eruptivgesteine des Ortlergebietes und der Gebirgsgruppe des Zwölferspitz im oberen Vintschgau. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1875, pag. 234.
— Aus dem Ortlergebiet. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1876, pag. 314.
— Über die alten andesitischen Eruptivgesteine des Ortlergebietes. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1876, pag. 346.
— Eruptivgesteine des oberen Addagebietes. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1876, pag. 357.
— Orientierungstouren im Vintschgau. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1877, pag. 205.
— Eruptivgesteine des Cevedalegebietes. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1879, pag. 66.
Stache und John, Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntnis der älteren Eruptiv- und Massengesteine der Mittel- und Ostalpen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1877 und 1879.
Curioni, Geologia applicata delle provincie lombarde 1877, pag. 79 ff.
Gümbel, C. W. v., Geologische Bemerkungen über die Thermen von Bormio und das Ortlergebirge. Sitzungsbericht der math.-naturwissenschaftl. Klasse der königl. bayr. Akademie der Wissenschaften, 1891, Band XXI, pag. 79 ff.
Fritzsch, M., Höhengrenzen in den Ortleralpen. Wissenschaftliche Veröffentlichung des Vereines für Erdkunde in Leipzig, 1895.
Hammer, W., Mitteilung über Studien in der Val Furva und Val Zebru bei Bormio. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 320 ff.
Blaas, J., Geologischer Führer für die Tiroler und Vorarlberger Alpen. Innsbruck 1902.
Diener, C., Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. Wien und Leipzig 1903.
Termier, P., Les Alpes entre le Brenner et la valteline. Bulletin de la soc. geol. de France, 4. série, Tome V, 1905, pag. 209 ff.
Frech, Fr., Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen, mit besonderer Rücksicht auf den Brenner. Wissenschaftliche Ergänzungshefte zur Zeitschrift des Deutschen und österr. Alpenvereines. II. Band, Heft 1, 1905.
Rothpletz, A., Geologische Alpenforschungen. II. Ausdehnung und Herkunft der rhätischen Schubmasse. München 1905.
Hammer, W., Eine interglaziale Breccie im Trafoier Tal (Tirol). Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1906, pag. 71 ff.
— Vorläufige Mitteilung über die Neuaufnahme der Ortlergruppe. Verhandl. d., k. k. geol. R.-A. 1906, pag. 174 ff.
— Geologische Beschreibung der Laaser Gruppe. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1906, pag. 497 ff.
Schlagintweit, O., Die tektonischen Verhältnisse in den Bergen zwischen Livigno, Bormio und St. Maria im Münstertal. Inauguraldissertation. München, Hofbuchdruckerei Wolf & Sohn, 1907.

Karten.

Geognostisch-montanistische Karte von Tirol und Vorarlberg. Herausgegeben vom geognostisch-montanistischen Verein für Tirol und Vorarlberg, 1852.
Hauer, Geologische Karte von Tirol, 1858.
Geologische Karte der Schweiz im Maßstab 1:100.000, Blatt XV und XX, 1866.
Blaas, Geologische Karte von Tirol und Vorarlberg 1:500.000 in Blaas' geologischem Führer (siehe oben), 1902.

Geographische Karten.

Spezialkarte der österr.-ung. Monarchie 1:75.000, Blatt Glurns—Ortler (Zone 19, Kol. III) und Bormio—Tonale (Zone 20, Kol. III).
Spezialkarte der Ortlergruppe. Herausgegeben vom Deutschen und österr. Alpenverein, 1:50.000.
Topographischer Atlas der Schweiz (Siegfried-Atlas). Blatt 429 und 429 b (1:50.000).

Der kristalline Sockel des Ortler und der Gomagoier Granit.

Blickt man von den Gehängen östlich ober Sulden zum Ortler hinüber, so sieht man die hohen grauen, weißgestriemten Wände des Ortler auf einem breiten, weit vorspringenden Sockel begrünter Höhen aufruhen. Diese erheben sich bis zu 2700 *m*, gegen Norden an Höhe stark verlierend. Petrographisch und geologisch sind sie die Fortsetzung der kristallinen Masse der Laaser Gruppe.

Der Quarzphyllit, welcher an der Vorderen Schöntaufspitze ansteht, setzt sich über die Legerwand zum Hinteren Grat hinüber fort. Er bildet einerseits den Fuß des Scheibenkopfes und breitet sich anderseits am Hinteren Gratspitz (Punkt 2799 *m*) aus. Dazwischen liegt ein etwa 500 *m* mächtiges Lager von sehr stark geschiefertem Augengneis mit kleinen, flachen Feldspataugen und über dem Phyllit des Hinteren Gratspitzes folgt dann jene Profilreihe, welche später (Fig. 23) beschrieben wird. Am Kuhberg ober St. Gertraud sind im Waldgehänge nur sehr wenig Aufschlüsse von anstehendem Gestein — ein großer Teil des Gehänges ist von Moränenmaterial überschüttet und überdies ist der Hang sehr dicht überwachsen. Diese wenigen Aufschlüsse lassen erkennen, daß entsprechend dem Phyllitgneis an der gegenüberliegenden Talseite auch hier noch dieser ansteht; ober der Waldgrenze aber geht er am Kamme in Phyllit über, der in fast schwebender Lagerung den darüber folgenden Augengneis unterteuft. Der Augengneis ist gleich ausgebildet wie der am Scheibenkopf und wird gleich von den Phylliten der Serizitschiefergruppe überlagert. Der Zusammenhang des Kuhbergprofils mit dem vom Hinteren Grat ist unklar; bei letzterem liegen die Phyllite schon am Fuß, also bei 1900 *m*, bei ersterem beginnen sie erst in ungefähr 2400 *m* Höhe. Das Augengneislager am Kuhberg scheint nicht die Fortsetzung desjenigen vom Scheibenkopf zu sein, sondern findet, der Lagerung nach zu schließen, in dem Lager seine Fortsetzung, welches am Nordhang des Hinteren Grates, über den Scheibenböden und dicht unter dem südlichen Teil des End-der-Weltferners ansteht. Das Augengneislager des Scheibenkopfes zeigt NS-Streichen und im unteren Teil steiles, im oberen flacheres W-Fallen; die Lagerung der liegenden Phyllite ist unsicher und demnach würden diese Phyllite und wohl auch der Augengneis unter den Moränenhängen ausstreichen und unter den Phyllitgneis des Kuhberges einfallen, ein Einfallen, wie es auch an dem gegenüberliegenden Talhang oder dem Suldenhotel vorzuliegen scheint, aber wegen ebensolch schlechter Aufgeschlossenheit und Moränenüberdeckung nicht sicherzustellen ist.

Vom End-der-Weltferner und seinem Moränental nordwärts zeigt der kristalline Sockel des Hochleitenkammes an seiner Basis Phyllitgneis und darüber ein geschlossenes Lager von Augengneis bis zu den den Triasdolomit unterteufenden Serizitphylliten hinauf. Gümbel macht hier in seinem Profil des Marltrückens mehrere Unterabteilungen, welche in den verschiedenen Abarten des Augengneises begründet sind: bald zeigt dieser stärkere Druckschieferung und nimmt dann

unter Verlust der Augen ein phyllitisches oder schiefergneisähnliches Aussehen an, bald tritt der Augengneischarakter deutlich hervor. Ähnliche Schwankungen sind auch am Kuhberg und an allen Stellen, wo Augengneislager stärkerem Druck unterworfen waren, vorhanden, und ich habe dieselben wegen ihrer Unbeständigkeit im Profil und in der Karte nicht ausgeschieden; geologisch und genetisch bilden sie ein geschlossenes Lager. Am Marltrücken liegen bei dem Signal über dem Augengneis Schiefer, die eher noch zum Quarzphyllit zu stellen sind und nicht zu den Serizitphylliten; am Mutberg liegen diese letzteren direkt auf dem Granitgneis und nördlich davon sind auch die Schiefer der Serizitphyllitgruppe nicht mehr vorhanden und die Rauhwacke transgrediert über dem Augengneis. Am Marltrücken liegen die Augengneise noch ähnlich wie am Kuhberg in ganz flacher Lagerung, nördlich der Querverwerfung am Mutberg zeigen sie OW-Streichen und steiles S-Fallen und diese steile Lagerung hält in dem ganzen nördlichen Teil an. Das Streichen ist OW, an der Basis im Zoppgraben NO—SW, dem Streichen der Schichten folgend sinkt die Grenze des Phyllitgneises und des Augengneises nördlich des Mutberges gegen die Talsohle herab, welche sie am Ausgang des Zoppgrabens erreicht.

Schließlich schneidet die Zumpanelllinie die ganze Augengneismasse ab.

Wir ersehen aus den obigen Angaben, daß dieser Sockel nur ein durch das Suldental aus der Laaser Gruppe herausgeschnittener Teil dieser ist; die Gesteine sind die gleichen und die Lagerung die Fortsetzung der an den gegenüberliegenden Talhängen. Besonders am nördlichen Teil des Sockels sieht man aber auch, daß die Tektonik des Sockels abweichend und unabhängig ist von der der auflagernden Trias.

Nördlich der Zumpanelllinie sitzt die Trias als eine Kuppe auf dem höchsten Teil des Zumpanellberges; die ganze Hauptmasse des Bergklotzes in dem Zwiesel von Sulden- und Trafoital gehört zum „Sockel". Den felsigen steilen Nordabhang des Berges nimmt eine große Granitmasse ein; steil daran lehnen sich an seinem Südrande kristalline Schiefer, als Unterlage jener Triaskappe. (Siehe Profil Fig. 24.)

Diese Schiefer sind in dem Graben an der NW-Seite des Hochleitenspitz den Phyllitgneisen gleich, welche von der Stilfser Jochstraße ober Trafoi angeschnitten werden: quarzitische, rostige Schiefergneise; auch gegenüber Außerhof, unter der Schäferhütte haben sie noch diesen Charakter; am Ausgang dieses Grabens steht auch Quarzit an. Ober der Schäferhütte, dann an der Nordseite des Zumpanell und am ganzen Osthang (Suldental) zeichnen sich diese Schiefer durch den sehr starken Muskovitgehalt aus unter Annahme phyllitähnlicher Struktur, wobei auf den Spaltflächen oft einzelne besonders große Muskovitblättchen hervortreten. Unter dem Mikroskop ergeben sich als Bestandteile bei den stark phyllitischen Formen Muskovit und Quarz und nur akzessorisch Feldspat, bei den mehr gneisigen ist auch etwas mehr Feldspat vorhanden. Der makro- und mikroskopische Habitus und gerade auch dieses Übergehen in reine Phyllite erinnern

sehr an die Laaser Glimmerschiefer, als deren letzte Vertreter diese Schiefer hier betrachtet werden könnten, durch ihren Zusammenhang mit den Phyllitgneisen des Trafoier Tales wieder die in der Laaser Gruppe gefundene teilweise Äquivalenz mit diesen bekundend. Am Nordeck des Zumpanell ist auch etwas Chloritschiefer darin eingelagert.

Das Streichen der Schiefer am Zumpanell schwankt um die OW-Richtung, das Fallen ist fast durchweg steil gegen S gerichtet, die Quarzite gegenüber Ausseehof passen sich mit ihren NS-Streichen bei saigerer Stellung dem Verlauf der Trafoier Linie an. Im tieferen Gehänge der Trafoier Seite ist ein sehr steiles Einfallen unter den Granit hinein zu bemerken.

Diese Schiefer umlagern eine schon seit alter Zeit bekannte Granitmasse. Sie ist schon auf der Karte des geognostisch-motanistischen Vereines für Tirol und Vorarlberg vom Jahre 1852 verzeichnet und Stache[1]) hat sie bei seinen Aufnahmen wieder gefunden, als Trafoier Granit beschrieben und in seine Gruppe der Haplophyre eingereiht. Termier und Frech erwähnen ihn auch, ebenso Rothpletz. Seine Bekanntheit verdankt er zu gutem Teil dem Umstand, daß er das Material für die Mauern und Wehrsteine der Stilfser Jochstraße liefert, neben der er auch ansteht. Ich benenne ihn hier **Gomagoier Granit**, weil dieser Ortsname besser die Lage bezeichnet: der Granit bildet den steilen Berg, der sich südlich über Gomagoi erhebt, während Trafoi ein gut Stück davon entfernt liegt und dort andere (geschieferte) Granite anstehen.

Der typische Gomagoier Granit bricht in massigen Blöcken, ist schwach schiefrig oder flaserig und hat eine der porphyrischen sich nähernde Struktur: weiße oder schwachgrünliche Feldspäte treten als Einsprenglinge hervor und erreichen stellenweise eine Länge von 2 *cm*. Die Einsprenglingsfeldspäte neigen zur Idiomorphie und sind nicht wie bei den Angelusaugengneisen alle parallel eingeordnet, sondern weichen oft davon ab. Charakteristisch für den Anblick des Gesteins ist der blaugrüne Quarz, wegen dem Stache das Gestein als „blauen Trafoier Granit" bezeichnet hat. Auf den Schieferungsflächen breiten sich grünliche serizitische Flecken aus; durch das ganze Gestein verstreut sind kleine Biotitblättchen, die oft auch quer zur Schieferung gestellt sind.

U. d. M. ist die porphyrische Struktur oft auch noch angedeutet durch die idiomorphen Feldspäte und die Zwischenklemmungsmasse von Quarz. Stache nannte diese Struktur im Übergang von der granitischen zur porphyrischen haplophyrisch. Andere Schliffe zeigen ausgeprägte Druckschieferung mit strähnartiger Ausquetschung einzelner Bestandteile. Die Feldspäte sind teils Kalifeldspat und dabei häufig Perthit, teils ein Plagioklas, der nach der symmetrischen Auslöschungsschiefe und den Lichtbrechungsverhältnissen in die Oligoklas-Andesinreihe gehört. Meistens sind die Feldspäte so dicht erfüllt von Zoisit, Epidot und Glimmer, daß eine nähere Bestimmung nicht mehr durchführbar ist. Der Quarz erscheint in Aggregaten, die

[1]) Stache u. John, Ältere Eruptiv- u. Massengesteine etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1877, pag. 189, und Stache, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1873, pag. 223.

bei den nicht schieferigen Formen gröberes Korn besitzen und nach Art einer Zwischenklemmungsmasse zwischen den Feldspäten sitzen, während sie bei den geschieferten kleinkörnig sind und in Strähne und Flasern ausgezogen. Der Glimmerbestandteil ist Biotit; Muskovit dürfte als primärer Bestandteil nicht vorhanden sein. Aus Biotit hervorgegangener Chlorit ist nicht selten.

Am südlichen Rande gegen die Schiefer zu wird der Granit vollständig schuppig-schieferig, stellenweise besitzt er auch lineare Textur; die Feldspate treten nur noch als kleine flache Linsen oder Flasern hervor. Diese Abarten enthalten bedeutend mehr Biotit als in dem zentralen Teil und außerdem grüne Hornblende in geringer Menge. Sie führen auch in bemerkenswerter Menge Titanit, in den für die Amphibolite charakteristischen kleinen, weckenförmigen Kristallchen. Dieses hornblendehältige Randgestein erinnert an das Vorkommen analoger basischerer, dunklerer Randfazies bei benachbarten Granitstöcken, so beim Kuppelwieser Granit, Verdignana-Granit u. a.

In einem Teil des Granits findet man kleine Schollen und eckig begrenzte, bandartig gestreckte Partien eines dichten grünen Gesteins eingeschlossen, das u. d. M. als ein feinkörniger Biotitschiefer erscheint. Die Abgrenzung gegen den Granit ist größtenteils scharf, nur an einzelnen Stellen greifen einzelne Körner des Granits in den Schiefer ein. Irgendwelche Kontaktstrukturen sind am Einschluß nicht entwickelt, die Struktur ist die der Kristallisationsschieferung. Das Vorkommen von eckigen Schieferstücken im Granit erwähnt bereits Rothpletz. In einem Wehrstein an der Straße fand ich einen rundlichen Einschluß, der mehr das Aussehen einer basischen Konkretion besaß. Leider konnte ich kein Stück davon gewinnen. Dagegen liegt in der Dünnschliffsammlung der Reichsanstalt ein Schliff Staches mit der Bezeichnung: „Ausscheidung im Trafoier Granit“. Dieser Schliff zeigt ein Gestein von körniger Struktur, bestehend aus ziemlich kleinen idiomorphen Feldspäte, vielen großen Biotitschuppen, viel grüner Hornblende (Zwillinge vielfach) und Quarz als Zwischenklemmungsmasse und akzessorischem Apatit, ein Gestein also, das wohl einer basischen Konkretion entsprechen dürfte.

Jene als typisch bezeichneten Formen stehen über der zweiten Straßenbrücke (von Gomagoi aus gezählt) an und sind durchs Gehänge hinauf bis zum Weg, der von Gomagoi zur Payer-Hütte führt, zu verfolgen. An diesem trifft man sie bei 1700 *m* zuerst und sie setzen die Wände ober den Schutthalden zusammen. Im südlichen Teil dieser Wände kommen dann die schiefrigen, hornblendehältigen Gesteine zutage. Unterhalb des typiscsen Granits steht am genannten Steig ein biotithältiger Augengneis an, der in den Granit übergeht; aus dieser Übergangszone sind die oben beschriebenen Bruchstücke des dichten grünen Schiefers. Dieser Augengneis wird von sehr flach liegenden Quarzitbänken unterlagert, die wiederum an saiger stehenden, NO streichenden Phyllitgneis im Norden angrenzen und unter diesem geringmächtigen Schiefergneis liegt flaseriger Muskovitgranitgneis, der zur Reihe der Angelusgneise und der Trafoier Orthogneise gehört.

Der ganze Berg ober jenem Quarzitstreifen bis 2100 *m* Höhe hinauf und über die Nordkante des Zumpanell hinüber bis hinab zum

Garfaunhof in Aussersulden besteht aus Granit. Ich durchstieg diesen westlichen Teil an zwei Stellen bis zum hangenden Schiefer; einerseits durch die enge Felsgasse, welche vom Beginne des Goma oder Payer-Hüttenweges gerade empor zum Nordeck des Zumpanell führt und anderseits durch die Felsschlucht, welche vom Zumpanell zum Garfaunhof hinabzieht. Beiderorts fand ich typischen Granit, ebenso auch an den Wandstufen außerhalb Garfaun, über der Suldenstraße. Daneben aber treten auch die biotithältigen Augengneise auf und außerdem beobachtete ich im untersten Teil jener Felsgasse vielfach aplitische Gesteine (Gänge?). Die ganze Masse vom Trafoier- bis zum Suldenbach macht aber durchaus den Eindruck einer einheitlichen, zusammenhängenden Eruptivmasse und eine Aufteilung in eigentliche Granite und Augengneise ist nicht durchführbar. Anderseits wird durch das starke Auftreten der Augengneise, besonders in der Garfauner Schlucht eine weitgehende Annäherung an die Angelusaugengneise hervorgerufen.

Der typische Gomagoier Granit ist deutlich verschieden von diesen. Abgesehen davon, daß er wenig schieferig ist, ja oft ganz granitporphyrische Struktur besitzt, so ist er auch seinem Mineralbestand nach verschieden: er enthält mehr Plagioklas und mehr Biotit als jener, außerdem teilweise auch Hornblende und ist ärmer an Quarz, im ganzen also etwas basischer als der Angelusgneis. Die biotithältigen Augengneise bilden aber einen Übergang zu den Angelusgneisen.

Der Gomagoier Granit ist demnach so sehr durch Übergänge mit dem Angelusgneis verbunden und petrographisch verwandt, daß er geologisch und genetisch diesem angereiht werden kann, womit auch die Gleichheit der Lagerungsverhältnisse übereinstimmt.

Es wäre hier am Platz, die kristallinen Vorhöhen im Zebrutal und bei Bormio zu schildern. Ich habe über diesen kristallinen Zug seit meinen Studien im Jahre 1902 keine neuen Detailuntersuchungen mehr gemacht und wiederhole nur das Ergebnis der damaligen Arbeit: Von Bormio bis in das Zebrutal streicht südlich der Zebrulinie ein flacher Sattel aus Phyllit (siehe die Profile Fig. 2), der dem Quarzphyllit der Laaser Gruppe entspricht; ich nannte ihn 1902 Kalkphyllit wegen der Einlagerung der Kalke im oberen Martelltal, ziehe aber jetzt nach Abschluß der Aufnahmen in der Laaser Gruppe die Bezeichnung Quarzphyllit vor, in Übereinstimmung mit Stache. Im Hangenden führen diese Phyllite quarzitische Schiefer, Feldspatphyllite und Grünschiefer. Zu oberst liegen rötliche Muskovitquarzitschiefer, die direkt von Verrucano — im Uzzatal von dem Gips, sonst von den serizitischen Schiefern — überlagert werden. (Bezüglich des Verrucano sei auf das nächste Kapitel verwiesen.)

Dieser Phyllitsattel wird vom Zebrubach angeschnitten. Von der Baita del pastore talaufwärts fallen die Phyllite dagegen durchweg nach Süden; in dem Profil über Pale rosse (Profil Fig. 15) zum Zebrupaß sieht man sie an der Bruchlinie nahezu saiger aufgerichtet, während gegen den Zebrupaß zu die Neigung immer geringer wird, um schließlich in jene flachliegenden Schichten überzugehen, welche den Confinalekamm aufbauen. An diesem treten von der Cima del Forno bis zum Monte Confinale wieder die Grünschiefer zutage und die Muskovitquarzit-

schiefer. Außerdem ist der ganze Kamm ebenso wie die Pale rosse und deren Umgebung von Porphyritgängen durchspickt.

Gruppe der serizitischen Schiefer; Gips und Rauhwacke.

Zwischen die älteren kristallinen Schiefer und die Ortlertrias schiebt sich überall, wo nicht tektonische Vorgänge sie ausgeschaltet haben, diese Schichtgruppe ein, vielfach allerdings nur in teilweiser Entfaltung ihrer Gesteine.

Die serizithältigen Schiefer zeigen alle Abstufungen von reinen Serizitschiefern bis zu serizitführenden Phylliten, die sich nur wenig mehr vom Quarzphyllit unterscheiden. Die Serizitschiefer von Val Uzza sind lichte, blaßgrüne, feinschuppige Serizitschiefer; stellenweise enthalten sie größere Knauern und Lagen von Quarz oder sie nähern sich durch fein verteilten größeren Quarzgehalt und bessere Ausbildung der Muskovite quarzreichen Muskovitschiefern. Einen Übergang von den reinen Serizitschiefern zu den mehr verbreiteten Serizitphylliten bilden die Schiefer vom Weißen Knott ober Trafoi. Es sind teils noch feinschuppig-dünnschiefrige Serizitschiefer, in denen kleine rundliche Quarzkörner eingebettet sind, teils nähern sie sich durch die großen Quarzflasern und Knoten und Muskovithäutchen auf den welligen Schichtflächen dem Quarzphyllit. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß sie nur Quarz und Muskovit als Hauptbestandteil führen; Feldspat fehlt. Vom Übergrimm nordwärts bis gegen Prad herrschen die Serizitphyllite. Es sind grünlichgraue bis stahlgraue, feinschiefrige, silberglänzende, blättrige, quarzarme Gesteine. Nur ganz untergeordnet beobachtet man reinere Serizitschiefer in ihnen; so am Tramontanbach oberhalb Stilfs, an welcher Stelle auch Gipsausblühungen auftreten. Bei Platz und an der Reichsstraße unterhalb der Stilfser Brücke liegen in ihnen Albitchloritschiefer.

An dem genannten Tramontanbach liegen oberhalb der oben angeführten Serizitschiefer an einer größeren Talverzweigung grauer Bänderkalk, Kalkglimmerschiefer, Marmor und stark graphithältiger Kalkglimmerschiefer — alle zusammen 5—10 *m* mächtig — anscheinend im Serizitphyllit; doch ist es nicht ganz sicher, ob diese normalerweise in den Phylliten liegen, da etwas bachabwärts ein sehr gequältes, zertrümmertes Gestein (Muskovitgranitgneis?) als Anzeichnung tektonischer Störung vorliegt.

Wo an der Suldener Seite in diesem Horizont Phyllite entwickelt sind, tragen sie einen Übergangscharakter zwischen Quarzphyllit und Serizitphyllit. Am Kuhberg sind sie mehr quarzphyllitähnlich, während am Hinteren Grat eigentliche feinblättrige Serizitphyllite anstehen. Diese sowohl, wie besonders auch die bei der Tabarettahütte enthalten häufig Butzen von Brauneisenstein und Flasern von gelbem, eisenhältigem Dolomit; Gümbel hat die Butzen analysiert, sowie auch die Serizitschiefer selbst. Die Serizitphyllite am Hinteren Grat, am Kuhberg, sowie an anderen Orten enthalten in Menge Pyritkriställchen und durch die Zersetzungsprodukte der Erze bekommen diese Schiefer an vielen Stellen ein rostfleckiges Äußere. Auch die

mikroskopische Untersuchung bei den Serizitschiefern des Weißen Knott ergab einen sehr starken Erzgehalt.

Eine wegen der Altersbestimmung wichtige Ausbildungsform der Serizitschiefer ist die, welche an der Südseite des Kristallokammes stellenweise auftritt: Am Fuße der Wände unter Passo del Ables, wo der von der Alpe Solaz heraufziehende breite Rücken endet, liegt Blockwerk eines grünen arkosenähnlichen Gesteins mit deutlichen Quarzgeröllen darin an: ein Gestein, das vollständig dem Verrucano des Engadin und Münstertales entspricht. Da die Blöcke nicht aus den nur aus Dolomit und Kalken bestehenden Steilhängen darüber herabgekollert sein können, so steht das Gestein jedenfalls hier an, nachdem auch eine glaziale Zufuhr etwa durch den alten Zebrugletscher nicht stattgefunden haben kann. Diese petrographische Gleichheit wiederholt sich auch im Uzzatal, wo am Fuße der Wände unter Passo Pedranzini an dem zur Alpe Reit absinkenden Rücken serizitisch-quarzitische Schiefer anstehen, deren Farbe fleckenweise zwischen grün und violett wechselt, eine Gesteinsart, die für den Verrucano des Münstertales typisch ist. Auch die weißlichgrünen serizitischen Schiefer ober den alten Bädern von Bormio tragen durchaus den Verrucanocharakter zur Schau und bilden den Übergang zu den lichtgrünen Serizitschiefern der Uzzagräben. In Gesellschaft der Verrucanoschiefer vom Uzzatal treten meistens auch in geringer Mächtigkeit stahlgraue feinblättrige Phyllite auf.

Infolge ihrer Gesteinsähnlichkeit haben denn auch schon Gümbel und Theobald die Serizitschiefer als Verrucano angesprochen; Stache rechnet sie zusammen mit den darunterliegenden Quarzitschiefern zur Abteilung „Grünschiefer und Grünwacken" seiner „inneralpinen Grauwackenformation", welche er dem Verrucano Theobalds gleichstellt. In ähnlicher Weise bezeichnet auch Frech das Alter dieser Schichten als „Dyas oder? Untertrias" und ich schließe mich dieser Einreihung der Serizitschiefer zum Verrucano an.

In engem Verband mit diesen Schiefern treten nun auch Rauhwacke und Gips auf.

Die Rauhwacke ist von gelber Farbe und typisch zelliger Struktur. An ihrer Stelle erscheint an manchen Stellen im Zoppgraben, am Kuhberg und anderen Orten ein brecciöser gelber Dolomit oder Kalk. Bei dem im Zoppgraben sind die Dolomitstückchen in weiße Dolomitasche zerfallen und durch Wegschaffung dieser geht er in Rauhwacke über. Bei Bodenhof im Suldental dagegen ist ein gelber dünnschichtiger Dolomit vorhanden, aus welchem ohne Zertrümmerung des Gesteins bei intakter dünnschichtiger Struktur zellige Hohlräume herauswittern (nicht nur an der Oberfläche, sondern auch im Innern des Gesteins), so daß ein eigentlicher Zellendolomit vorliegt Durch fortschreitende Vermehrung der Zellen geht auch er in Rauhwacke über. Am Nordrand des Zoppgrabens liegt unter der Rauhwacke ein weißlich verwitternder, feinkörniger lichter Kalk, von dem aber nicht sicher ist, ob er nicht in gestörter Lagerung ansteht. Nördlich des Zoppgrabens liegt zwischen Rauhwacke und Granitgneis ein gelblichbraun verwitternder lichter Dolomit, teilweise stark kristallin. Er entspricht dem Eisendolomit, der im abgesunkenen Flügel

der Zumpanellverwerfung an der Suldener Seite unter den Basisschichten der Trias ansteht. Dieser ist von marmorartiger kristalliner Struktur, dunkelgrau im frischen Bruch, braun an der Verwitterungsfläche, von massigem Bruch; Nester und dicke Adern von großspätigem Kalzit durchziehen ihn. Er bildet hier allein den Vertreter dieser Gruppe, Rauhwacke und Serizitschiefer fehlen. Dieses Gestein führt über zu einer weiteren Ausbildungsform dieses Horizonts; an der Nordseite des Übergrimm im Platzer Tal steht an der Grenze von Serizitphyllit und Ortlerdolomit ein ganz lichtgrauer Dolomit an, der viel kleine Pyritkriställchen enthält und — durch eine kleine Schuttrinne getrennt — unmittelbar am Serizitphyllit, das heißt, etwas unter demselben ein weißer, sehr erzreicher, gebankter Dolomit, teilweise ganz von großspätiger Struktur. Ein ähnlicher weißer, erzführender, kristalliner, dolomitischer Kalk steht auch unter dem Weißen Knott (in Begleitung von Rauhwacke) und an dem Felsköpfchen gegenüber Trafoi in analoger Lagerung an, und das großspätige weißlich-gelbe Karbonatgestein findet sich (ohne Erzführung) an verschiedenen Stellen in diesem Niveau wieder, so am Hinteren Grat, am Stiereckkamm, an der anderen Talseite des Platzer Tales gleich hinter Platz, am unteren Ende des Grabens, der gegenüber Trafoi von der Nordwestseite des Hochleitenspitz herabkommt usw.

In diesem Horizont tritt dann oft G i p s auf. Das Vorkommen im Val Uzza ist schon seit T h e o b a l d bekannt; weitere Gipslager sind: am unteren Ende des Grabens, der von der Nordwestseite des Hochleitenspitz herabkommend gegenüber Trafoi ausmündet, am Kleinboden, am Übergrimm und bei Stilfs. Das Lager an der Westseite des Übergrimm ist auf eine Erstreckung von 500 *m* erschlossen bei einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 10 *m*. Da es aber wahrscheinlich mit den kleinen Gipsaufschlüssen am Kleinboden zusammenhängt, dürfte es eine Länge von mindestens 1 *km* besitzen. Das größere der zwei Lager im Val Uzza ist auf 1·5 *km* aufgeschlossen bei größerer Mächtigkeit wie das am Übergrimm. Zwei kleine Gipslager kommen bei Stilfs zutage, das eine mitten in den Äckern unterhalb von Pasch, das andere unterhalb des Dorfes nahe am Suldener Bach. Ausblühungen von Gips treten in den Serizitschiefern bei Prad [1]) und bei Stilfs gelegentlich auf. Der Gips aller jener Lager ist dicht und von rein weißer Farbe; am Übergrimm sehr blaßrötlich.

Ein Umstand, der für die Entstehung der Rauhwacken von Bedeutung, ist der, daß sie an manchen Stellen Bruchstücke fremder Gesteine enthalten. Bei der Schaubachhütte, an der ganzen Suldener Basis (mit Ausnahme des Kuhberges und Marltrückens) sowie am Übergrimm und Weißen Knott enthält die Rauhwacke kleine Stückchen der darunter anstehenden Serizitphyllite, oder seltener (zum Beispiel am Furkelbach) von Granitgneis, an manchen Stellen in beträchtlicher Menge, zum Beispiel bei der Schaubachhütte. Am Furkelbach enthält sie auch Bruchstücke von dunkelgrauem weißadrigen Dolomit und am Weißen Knott solche des erzführenden weißen Dolomits. Am Über-

---

[1]) Siehe Beschreibung der Laaser Gruppe. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1906, Heft 3 u. 4.

grimm geht sie in einen dunkelgrauen stark zerklüfteten Dolomit über und enthält in seiner Nähe vorwiegend Stücke solchen Dolomits; entfernter davon nur Bruchstücke des Serizitphyllits, dabei ist aber wichtig zu bemerken, daß hier die Rauhwacke zwischen Gips und Ortlerdolomit liegt, also nicht an die Serizitphyllite grenzt.

Die Rauhwacken des Ortlergebirges sind also mit Gips eng vergesellschaftet und nehmen mit diesem zusammen ein bestimmtes gleichbleibendes Niveau in der Schichtfolge ein. Sie sind demnach nicht rein tektonische Bildungen (Mylonite, Reibungsbreccien), sondern primäre, sedimentäre Bildungen. Ihre jetzige Rauhwackenstruktur haben sie aber erst durch Umwandlung aus einem Dolomit erfahren. Dieser wandelt sich teilweise durch das Zwischenstadium des Zellendolomits auf rein chemisch-physikalischem Wege in Rauhwacke um (Bodenhof), oder er wird auf mechanischem Wege, durch Druck und Zertrümmerung zu einer Breccie und diese dann zur Rauhwacke. In beiden Fällen dürfte ein Kalk (Dolomit) von besonderer Struktur vorliegen, im ersteren Falle sicher; bei der aus Dolomitbreccien hervorgegangenen, wie an der Suldener Basis des Ortler, ist es wohl der Druck der über 1000 *m* mächtigen Dolomitmassen, die darüber lasten, welche die Zerstörung der geringmächtigen, teilweise mit gleitfähigen Serizitphylliten in Verbindung stehenden Dolomitbank bewirken. Es sind aber andere Fälle, wo irgendwelche besondere Druck- oder Spannungsverhältnisse fehlen dürften, und wo auf eine zu dieser Umformung besonders geeignete Struktur des Gesteins geschlossen werden kann. So bei den Rauhwacken am Übergrimm; auch die Rauhwacken, die in den Raibler Schichten der Nordalpen vorkommen, liegen manchmal als einzelne Bänke zwischen intakten Kalk- oder Sandsteinlagen, so daß keine stärkere Inanspruchnahme der dadurch zu Rauhwacke gewordenen Bank eingetreten sein kann als bei den anderen nicht zertrümmerten Gesteinen. Wo die Rauhwacken in Berührung mit Gips stehen, kann durch die Auslaugung und Zusammenpressung des Gipslagers die mechanische Umformung der Rauhwacke hervorgerufen worden sein.

Anderseits fehlt gerade an Stellen starker Störungen eine entsprechend stärkere Entwicklung der Rauhwacke, zum Beispiel am Kuhberg.

In den Salzseen der Wüstenregionen setzt sich neben Steinsalz und Gips auch Kalk ab, der nach den Darstellungen Russels[1]) und Gilberts[2]) aus dem Salzsee von Utah eine eigenartige, oft poröse Struktur besitzt. Ähnliche Karbonatablagerungen mögen es sein, die in den Rauhwacken des Ortler vorliegen; die Schieferbruchstücke können sowohl schon bei der Ablagerung hineingeschwemmt worden sein oder sie sind bei der Zertrümmerung der Karbonatbänke in diese hineingepreßt worden. Letzteres hat mehr Wahrscheinlichkeit für sich wegen der ebenfalls in der Rauhwacke liegenden Brocken von dunkelgrauem Dolomit, die nur aus dem Hangenden der Rauhwacke stammen können.

---

[1]) Russel, Ann. Rep. U. S. G. Survey 1881—82, pag. 189 ff.
[2]) J. K. Gilbert, Lake Bonneville, Monogr. I. U. S. G. Survey 1890.

Ganz gleiche Eigenschaften (Übergänge in Dolomit, Urgebirgsfragmente etc.), wie die Ortlerrauhwacke sie besitzt, beschreibt Zöppritz[1]) von den Rauhwacken im Oberengadin, deren Entstehung er auch mit Auslaugungsvorgängen und Gebirgsdruckwirkung an salinaren, stratigraphisch immer demselben Horizont angehörigen Gesteinen zurückführt.

Im Trafoier und Suldental liegt überall die Rauhwacke, beziehungsweise der Gips im Hangenden der Serizitphyllite, an der Basis der Trias; an der Nord- und Ostseite des Hochleitenspitz fehlen die Serizitphyllite und die Rauhwacke transgrediert auf den Gneisen.

Im Zebrutal und Val Uzza stellte ich 1902 fest, daß Gips und Rauhwacke noch von Serizitschiefern überlagert werden, woraus ich auf eine Einreihung dieses Horizonts in die Serizitschiefer schloß. Ich habe 1907 diese Plätze nochmals besucht und weitere auch damals noch nicht untersuchte Gräben aufgesucht. Die Richtigkeit der früheren Beobachtungen wurde bestätigt, außerdem aber noch neue hinzugefügt.

Tatsächlich liegt im ganzen Quellengebiet des Val Uzza unmittelbar auf den quarzitischen Schiefern, welche die hangendsten Teile des Phyllits einnehmen, das mächtige Gipslager, welches quer über den ganzen Talhintergrund streicht. Über dem Gips liegen dann unmittelbar stahlgraue Phyllite und die Serizitschiefer; über diesen liegt aber in den östlichen Ursprungsgräben dicht unter den Wänden ein zweites kleineres Gipslager (Fig. 1). Über ihm liegt ein gelber rauhwackiger Kalk und darüber bauen sich unmittelbar die Triasdolomitwände auf. Diesem zweiten Gipslager entspricht unter Passo Pedranzini ein dürftiger Rest von Rauhwacke, über dem aber dort noch Verrucanoschiefer liegen, und in ganz ähnlicher Weise wird auch östlich von Val Uzza, unter dem Passo dell' Ables, die Rauhwacke noch von Phylliten überlagert. Gegenüber Baita di Campo liegt die Rauhwacke zwischen Muskovitquarzitschiefer und Triasdolomit, die Serizitschiefer fehlen hier ganz, ebenso im obersten Val Zebru.

Wie in der tektonischen Darstellung näher ausgeführt werden wird, liegt an der Südseite des Ortler diese Schichtgruppe aber durchweg an einer Bruchlinie, die im einzelnen von einer Menge kleiner komplizierter Störungen begleitet wird, so daß dieses Gebiet für die Aufstellung eines Normalprofils in dieser Schichtgruppe kaum verwendbar ist. Die Verdoppelung der Gipslager dürfte wohl sehr wahrscheinlich auf tektonische Vorgänge zurückzuführen sein, ob aber die Schiefer über dem Gips und der Rauhwacke durchweg durch eine Verwerfung oder Überschiebung in diese Lage gerückt worden sind, bleibt fraglich.

Der Umstand, daß in den weniger oder nicht gestörten Schichtfolgen an der Nordseite des Ortler die Rauhwacke immer im Hangenden der Serzitschiefer auftritt, spricht eher dafür, daß diese tatsächlich normalerweise das Hangende bilden, was mit den Schicht-

[1]) Zöppritz, Geologische Untersuchungen im Oberengadin. Berichte d. naturf. Ges. zu Freiburg. Bd. XVI., 1906, pag. 184 ff.

Fig. 1.



Östliche Hälfte des Ursprungsgebietes des Val Uzza, gesehen vom Westrand.

Nach der Natur gezeichnet.

K Kristalline Schiefer (Phyllit und Quarzit). — *G* Gips. — *V* Verrucano. — *R* Rauhwacke. — *D* Triasdolomit.

folgen, welche aus dem Engadin beschrieben werden (siehe Zöppritz, Schiller, Böse etc.), übereinstimmen würde. Von diesen Autoren wird dieser Rauhwackenhorizont darum bereits zur unteren Trias gestellt, wie dies auch schon Gümbel bei den Gesteinen des Ortler getan hat. Auch Frech parallelisiert den Gips von Val Zebru mit den Gipslagern in den Werfener Schichten. Die Rauhwacke im Suldental sieht er als rein tektonische Bildung (regenerierte Reibungsbreccie) an.

Immerhin stehen auch für eine Einreihung in den Verrucano, beziehungsweise in das Perm Analogien aus den Alpen zur Verfügung, zum Beispiel in den Karnischen Alpen. In dem Gebiet östlich des Silltales [1]) liegen auf den wahrscheinlich dyadischen Quarzitschiefern am Mieslkopf eisenreiche, gelb verwitternde Kalkbänke und in den Tarntaler Köpfen enthalten die gleichaltrigen grünen Schiefer Zwischenlagen von eisenreichen gelben plattigen Kalken. Auch die Quarzserizitschiefer dieser Gegend sind (nach Handstücken von Dr. Th. Ohnesorge) pyritführend; alles Verhältnisse, welche sehr an die Serizitschiefergruppe des Ortler erinnern. Auch im Oberengadin schieben sich, nach Zöppritz, zwischen die obersten Lagen des Verrucano gelbe rauhwackige Dolomitbänke ein, welche den Übergang zum Buntsandstein bilden; auch hier ist der Verrucano durch Gehalt an Eisenerzen ausgezeichnet. Verrucano und Buntsandstein sind also hier aufs engste miteinander verbunden und es ist daher zunächst am passendsten, auch hier im Ortler diese Gesteine als eine Gruppe zusammenzufassen.

Die Verbreitung der einzelnen Schichtglieder ist bereits oben im wesentlichen angedeutet: an der Südseite des Ortler Serizitschiefer (Verrucanoschiefer, teilweise geröllführend, Phyllite) nebst Gips und Rauhwacke; Serizitschiefer in beträchtlicher Mächtigkeit. An der Suldener Seite des Ortler sind die serizitischen Gesteine und Phyllite nur sehr geringmächtig entwickelt (Hinterer Grat, Kuhberg, Marltrücken, Muttberg), vom Muttberg bis zum Zumpanell und an der ganzen Nordseite fehlen sie vollständig; dagegen ist von der Schaubachhütte bis Trafoi überall die Rauhwacke vorhanden; auf der Strecke vom Muttberg an transgrediert sie auf den Gneisen; am Zumpanell treffen wir an ihrer Stelle den Eisendolomit. Im Trafoier Tal sind wieder die Serizitschiefer und Phyllite mächtig entwickelt, am stärksten im Platzer Tal und bei Stilfs, daneben auch Gips und Rauhwacke am Übergrimm besonders ausgebreitet, fehlen aber auch an den anderen Stellen nicht.

Zwischen den Serizitschiefern und dem darunterliegenden Quarzphyllit besteht Konkordanz, ja meistens ist ein allmählicher Übergang zwischen beiden vorhanden, ein Übergang, der wohl nur ein scheinbarer ist, insofern, als durch die Aufarbeitung der Phyllite an der Transgression des Verrucano wieder ein phyllitähnliches Gestein entstand; ein Analogon findet dies in dem Verrucano des Münstertales, wo an den Stellen, an denen der Verrucano auf dem Granitgneis transgrediert,

[1]) Franz E. Suess, Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1894, pag. 593.

die Grenze beider sehr oft kaum festzulegen ist, da die aus der Umlagerung der Gneisbestandteile entstandene Verrucanoarkose dem ursprünglichen Granitgneis täuschend ähnlich sieht. Die nur an einer Stelle gefundenen Quarzgerölle im Verrucano sind für die Serizitschiefer des Ortler die einzigen Anzeichen einer Aufarbeitung des Liegenden; deutlich transgredierend liegt dagegen an den Stellen, wo die Serizitschiefer fehlen, an der Ostseite des Hochleitenspitz, die Rauhwacke auf den steil stehenden Bänken des Gneises. Zwischen den Rauhwacken, beziehungsweise Gipslagern und den Serizitschiefern besteht Konkordanz. Auf den Rauhwacken liegen anscheinend konkordant die Basisschichten der Triasdolomite (im Suldental und am Übergrimm).

Stratigraphie und Tektonik des triadischen Hochgebirges.

Mit dem triadischen Hochgebirge vermeine ich den aus Triasgesteinen aufgebauten Teil des Ortlergebirges, der den höchsten und stark vergletscherten Teil desselben darstellt, also den Hauptkamm von der Addaschlucht und vom Stilfser Joch bis zum Königsjoch, den Ortler selbst und seinen Nordkamm bis zum Zumpanell. Ich habe bei der Darstellung dieses Teiles die induktive Methode besonders stark hervorgekehrt, um in diesem von früheren Forschern so verschieden dargestellten Gebirge vor allem ein klares Verzeichnis des Vorhandenen zu geben, aus dem jeder selbst sich sein Urteil ablesen kann, ein Verzeichnis, das bei den früheren Autoren fehlt oder unvollständig ist.

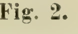
Der Kristallokamm.

(Fig. 2 und 3.)

Vom Madatschjoch zieht der vergletscherte Hauptkamm der Ortleralpen in gerader Richtung gegen Westen, allmählich an Höhe abnehmend, bis der Querdurchbruch der Adda oberhalb Bormio ihn von seiner geologischen Fortsetzung, dem Monte delle Scale abtrennt. Gegen Süden bricht der Kamm in hohen steilen Wänden nieder, gegen Norden dacht er sich der Schichtneigung entsprechend allmählich ab; im östlichen Teil geht er als plateauartiger Rücken von der Geisterspitze aus gegen Norden fort, der sich am Stilfser Joch wieder zu einem schmalen ausgeprägten Grat einengt und als österreichisch-schweizerischer Grenzkamm noch weit nach Norden sich erstreckt. Jener hohe flache Rücken ist fast ganz von den Firn- und Eislagen des Ebenen Ferners verhüllt, von dem als echtem Plateaugletscher nach vier Seiten hin das Eis abströmt. Im Winkel zwischen dem Kamm Geisterspitz—Stilfser Joch und dem Hauptkamm sammeln sich die Firnmassen zur Vedretta dei vitelli, deren Zunge weit ins Vitellital hinabreicht.

Im Süden stoßen die Triaswände längs der Zebrubruchlinie mit dem basalen kristallinen Gebirge zusammen, das den grünen Sockel aufbaut, über dem sich die kahlen Dolomitwände erheben.

Fig. 2.



Maßstab: 1:40.790.

Mgr Muskovitgranitgneis. — *ph* Phyllit. — *fph* Feldspatphyllit. — *γ* Grünschiefer. — *q* Quarzit. — *r* Verrucano. — *rph* Phyllit des Verrucano. — *rd* brecciöser Dolomit und Rauhwacke. — *d* Ortlerdolomit. — *sk* schwarze Kalkschiefer. — *sk'* schwarze, rötlich verwitternde Kalke und Kalkschiefer an der Südseite des Kristallokammes. — *L* Lithodendronbank. — *R* Rhätische Kalke und Schiefer.

Die südlichen Wandfluchten des Kristallokammes gestatten nur an einer beschränkten Zahl von Stellen die Aufnahme ihres Profils. Ich wählte dazu die beiden besten, nämlich den Aufstieg zum Passo Pedranzini und zum Passo dell' Ables. Ein drittes bequemes, aber unvollständiges Profil liefert die Stilfser Jochstraße zwischen Bormio und der ersten Kantoniera und als Abschluß gegen Osten bietet der Auf- oder Abstieg über die Vedretta del campo ein viertes Profil. Das beste Profil bietet der Passo dell' Ables, dessen Ersteigung von Süden geringe Schwierigkeiten bereitet. Der Einstieg erfolgt am besten von dem begrünten Kamm aus, der sich gegen die östlichen Hütten der Alpe Solaz herabsenkt.

Über dem Verrucano, von dem an anderer Stelle die Rede war, steht, die untersten Felsstufen bildend, ein dunkelgrauer dolomitischer Kalk an von sehr zerrütteter Lagerung; größtenteils ist er saiger aufgerichtet, was besonders bei der Betrachtung aus einiger Entfernung bemerkbar wird, zwischengeschaltet ist auch einmal ein etwas hellerer Dolomit. Wo der Seitenkamm an die eigentliche Wandfläche anschließt, finden wir schwarze dicktafelige Kalkschiefer mit ziegelrot bis violett gefärbten Schichtflächen. Von hier an bis zur Höhe des Grates hinauf folgt nun eine mächtige Serie von Dolomiten und Kalken:

Zunächst noch mit rötlichen, streifigen, hier sehr dolomitischen Kalkschiefern wechsellagernd, dann

zuckerkörniger dunkelgrauer dolomitischer Kalk, stellenweise etwas brecciös — diese fallen deutlich mit ungefähr 45° Neigung bergein —

dunkelgrauer weißadriger dolomitischer Kalk, stellenweise gebändert und mit primärer brecciöser Struktur; manchenorts sind viele kleine, mit Kalzitkriställchen ausgekleidete Hohlräume im Gestein, die vielleicht von ausgewitterten Versteinerungen herrühren;

in dem darauffolgenden dunkelgrauen feinkörnigen Dolomit treten einzelne gelblichgrau verwitternde Lagen von schwärzlichem dünnbankigem Kalk auf, in dem viele unbestimmbare Durchschnitte von Zweischalern und auch von Gastropoden zu sehen sind. Oft ist das Gestein durch Druck sekundär brecciös geworden, steil gestellte Klüftungen ungefähr parallel dem Gehänge treten auf. Im Verlauf des Aufstieges fand ich mehrmals Blöcke von Lithodendronkalk, die aus dieser Zone stammen.

Der ganze Dolomitkomplex fällt mit mittlerer Neigung bergein und streicht NO—SW, also etwas abweichend vom Verlauf des Kammes und auch von dem der Zebrubruchlinie, die ungefähr OW streicht.

Gegen den Grat zu wird das Fallen etwas steiler bei gleichbleibendem NO-Streichen. Hier, besonders bei Punkt 3091 (östlich des Passes), finden wir nun wieder die schwarzen dünntafeligen Kalke mit dem roten Belag auf den Schichtflächen, wie wir sie am Beginne des Aufstieges getroffen haben. Sie enthalten viele weiße, ganz kristalline ovale Körperchen von 3—4 *mm* Länge als unbestimmbare Versteinerungsreste. Wir haben also hier eine zweimalige Wiederholung desselben Horizonts.

Beim Aufstieg zum Passo Pedranzini, der von dem Gratrücken zwischen Val Uzza und Val Campello aus durch eine lange steile Felsschlucht erstiegen wird, stehen am Fuße dünnbankige dolomitische Kalke mit gelblich-rötlichem mergeligem Belag auf den (manchmal runzeligen) Schichtflächen an, die den gleich gefärbten Schichten an der Basis des Ablespasses entsprechen. Sie gehen nach oben in die dunkelgrauen dickbankigen Dolomite über, welche bis zum Passe reichen. Jene untersten rötlichen Schichten fallen sehr steil bergein, die oberen Schichten flacher. Am Kamm ist von einer Wiederholung nichts zu sehen.

Setzt man die rotflächigen Gesteine vom Passo dell' Ables im Streichen gegen Westen durch die Wände hin fort, so würden sie mit den am Fuß des Pedranzinijoches anstehenden zusammenhängen. Doch ist wohl eher eine Schwenkung im Streichen anzunehmen, so daß sich dann die beiderseits an der Basis liegenden entsprechen; sie liegen hier am Pedranzinipaß unmittelbar an der großen Bruchlinie, während weiter westlich sich infolge der Divergenz vom Streichen der Schichten und Bruchlinie der unterste steil gestellte Dolomitkomplex dazwischen einschiebt, der, wie wir sehen werden, gegen O hin sich verbreitert.

Die eigenartigen Lagerungsverhältnisse an und über der Stilfser Jochstraße bei den alten Bädern von Bormio werden später im Zusammenhang mit der Zebrubruchlinie beschrieben werden. Talaufwärts von den alten Bädern verdeckt auf lange Strecken hin ein konglomerierter Schuttkegel und weite Geröllhalden alle Schichten bis zu den aus nordfallenden Dolomitbänken gebildeten Wänden. Höher oben schneidet die Straße in diese mächtigen Dolomitmassen des Kristallokammes ein. Von der Stelle, wo die Straße in das untere Brauliotal einbiegt, beschreibt schon Gümbel[1]) „streifige schwarze weißgefleckte Kalke und Dolomite, denen sich mergelige und dünnschichtige Lagen beigesellen".

Folgt man der Straße weiter aufwärts, so bewegt man sich hier nahezu im Streichen der Schichten, da Straße und Tal sich nun gegen O, beziehungsweise NO wenden. Es sind fast durchweg dunkelgraue bis schwarze feinkörnige oder dichte Dolomite, vorwiegend sehr dickbankig. Gümbel gibt in seiner Beschreibung hier verschiedenartige Schichten an, die seinem Schema zufolge Vertreter von Partnachschichten bis Hauptdolomit wären, doch ist diese auf ganz schwache petrographische Unterschiede gestützte Unterscheidung wertlos in Hinsicht auf den oft schwankenden Gesteinscharakter des „Ortlerkalkes" und dem Mangel an Versteinerungen.

Wir befinden uns hier nun auf der Nordseite des Kristallokammes: seine Abdachung entspricht fast genau dem Fallwinkel der Schichten, die mit ausgedehnten Platten den Hang panzern. Bis zur zweiten Kantoniera schneidet die Straße immer ungefähr den gleichen Horizont an.

Von hier wendet sich Tal und Straße wieder nach Norden; der Brauliobach bricht quer zum Streichen der Schichten an der Bocca

[1]) Geologische Bemerkungen über die Thermen von Bormio und das Ortlergebirge. Sitzungsber. d. math.-naturwissensch. Kl. der kgl. bayrischen Akad. d. Wissensch. 1891, pag. 111.

di Braulio durch, während die eigentliche Fortsetzung der unteren Brauliotalfurche das Val Vitelli ist, das weiterhin den Kristallokamm gegen Norden begrenzt bis zu dem Gletscherjoch zwischen Geister- und Naglerspitz.

Wir wollen zur Vervollständigung unserer Kenntnis des Kristallokammes zunächst die oben gegebenen Paßprofile nach Norden bis zu der genannten Talfurche fortsetzen.

Beim Abstieg vom Pedranzinipaß bewegen wir uns auf den dem Gehänge parallel abfallenden dicken Platten des dunkelgrauen Dolomits, ohne einen tieferen Einblick zu gewinnen.

Weit günstiger ist auch in dieser Hinsicht der Passo dell' Ables, und zwar empfiehlt es sich zu diesem Zweck nicht von dem eigentlichen Paß gegen Norden abzusteigen, sondern nach Übersteigung oder Umgehung des Grates gegen Osten am Fuße der Westwände der Hohen Schneid entlang abwärts zu steigen bis zum Vitelligletscher. Wir haben am Grat, auch unter der Hohen Schneid, splitterige, zertrümmerte, dunkle, weißadrige dolomitische Kalke mit ziegelroten Bruchflächen, entsprechend den Gesteinen, die wir früher vom eigentlichen Paßübergang beschrieben haben; auch in der großen Moräne des kleinen Seitengletschers, die am Westfuße der Hohen Schneid entlang zieht, liegen die durch das Eis vom Grat herabgebrachten Stücke. Darüber liegen dunkelgraue, weißadrige, dickbankige Dolomite, steil NNW fallend. Dann an der Ecke des Felsmassivs, von dem bereits die Firnhalden direkt zur Zunge des Vitelligletschers sich hinabsenken, ein hellgrauer, wenig geschichteter Dolomit und über ihm, weithin an der jähen Nordwest- und Nordflanke der Hohen Schneid sichtbar, schwarze Kalkschiefer, ebenfalls sehr steil NNW fallend. Ihr Hangendes ist an dem kleinen in die Firnhänge vorspringenden Felsköpfchen als lichter, schwach gebankter Dolomit zu sehen. Dann deckt die Eismasse des Gletschers alles zu. Die kleine Mittelmoräne, welche von der ganz von den Gletscherbrüchen umschlossenen kleinen Felsklippe herabzieht, zeigt rötlich überzogene Kalkblöcke, ähnlich denen vom Passo dell' Ables. Zu erwähnen ist, daß die am Westfuße der Hohen Schneid herabziehende Moräne auch viele deutliche Blöcke von Lithodendronkalk enthält, deren Anstehendes ich in dieser Seite des Passes nicht sah. An der Geisterspitze aber, die unserer Abgrenzung nach am Ostende des Kristallokammes liegt, steht neben dem Gipfelsignal Lithodendronkalk an, ONO streichend und flach NNW fallend. Unter diesen Lithodendronbänken liegen (am südlichen Felsgrat) dünnplattige Kalke, die in großer Menge unbestimmbare Zweischalerreste enthalten. Am Südgipfel, dem oberen Rande der großen Südwände trifft man schwarze, schwach dolomitische Kalke und in den Wänden sieht man schwarze Kalkschiefer durchstreichen. Das Fallen der Schichten ist durchweg gegen N, beziehungsweise NW gerichtet.

Diese Lithodendronbänke des Geisterspitz dürften vielleicht die Fortsetzung jenes Horizonts sein, von dem die Blöcke in der Moräne an der Nordseite des Passo dell' Ables stammen. Dagegen entsprechen die in den Südwänden sichtbaren schwarzen Schiefer nicht denen an der Nordseite der Hohen Schneid, da diese letzteren ihrem

Streichen entsprechend unter den Eismassen des obersten Vitelligletschers und Ebenen Ferners verschwinden, während die ersteren durch die Südwände gegen Westen weiter streichen und dem unteren Kalkschieferhorizont im Südprofil des Ablespasses entsprechen.

An dem Seitenkamm der vom Kristallospitz (Punkt 3480 der Spezialkarte) rasch absinkend gegen Osten hinauszieht und die Vedretta del campo im Westen umfaßt, streichen diese schwarzen Schiefer wechsellagernd mit Dolomitbänken aus und sind im Anstehenden zugänglich. Das Fallen ist flach bergein gerichtet. Unter der Zunge des Ferners steht lichtgrauer, undeutlich geschichteter Dolomit an, der auch gegen Westen oberhalb der Felsschlucht des Gletscherbaches unter den hohen Wänden hinauszieht. An den Seitenwänden der Schlucht sieht man, wie der Dolomit in lauter einzelne Schollen zerteilt ist, die größtenteils sehr steil aufgerichtet sind. Nahe dem unteren Ausgange stoßt er mit senkrechter Bruchfläche an einen gelben, rauhwackigen Dolomit an, unter dem die rötlichen quarzitischen Schiefer des kristallinen Grundgebirges liegen. Von der ganzen mächtigen Dolomitfolge von den genannten Schiefern am Ostkamm des Kristallospitzes bis zur Bachschlucht herab ist in dem Südprofil des Ablespasses nur der geringmächtige, steil gestellte und zertrümmerte Dolomitkomplex am Fuße der Wände mehr vorhanden; der andere Teil wird infolge der Divergenz des Streichens von Bruchlinie und Schichten von der ersteren abgeschnitten. In ganz analoger Weise werden wir im folgenden sehen, wie der zertrümmerte, steil gestellte Dolomitkomplex in der Schlucht des Gletscherbaches der Vedretta del campo gegen Osten sich verbreitet und in voller Entfaltung als Glied im Faltenbau des östlichen Teiles des Hochgebirges auftritt.

Brauliotal, Scorluzzo und die Berge des Ebenen Ferners.

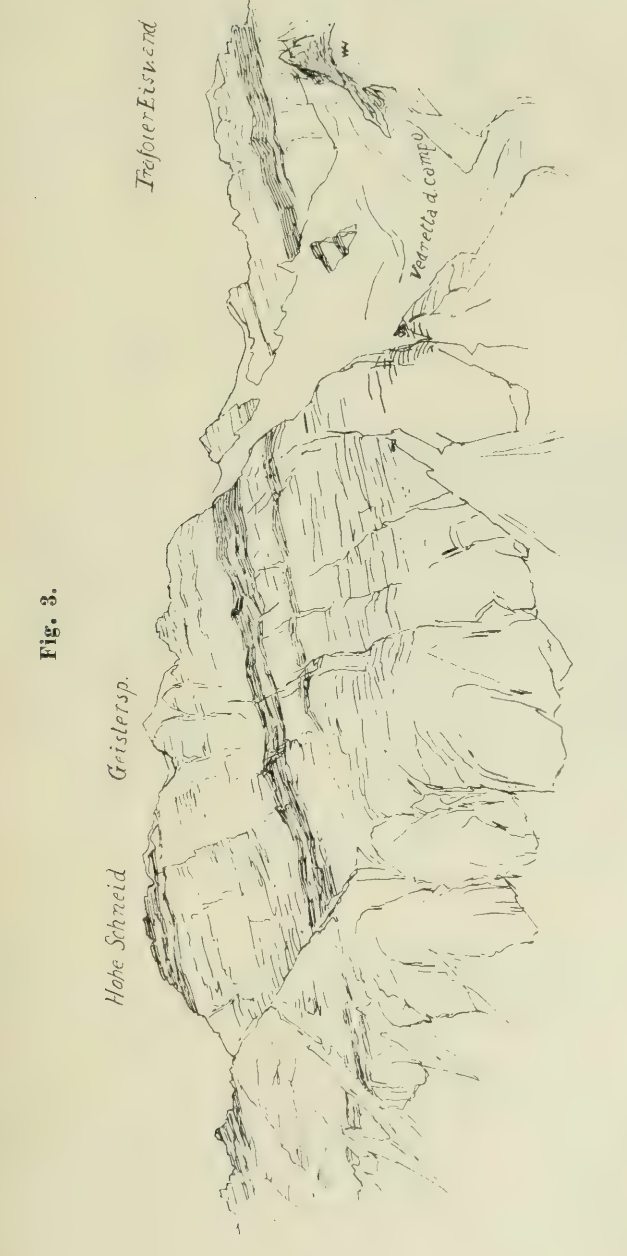
(Fig. 4—7.)

Bevor wir eine Erklärung der Lagerung im Kristallokamm geben, müssen wir zuerst das nördlich anschließende Gebiet kennen lernen.

Eine der besten Gelegenheiten, den Bau des Gebirges zu studieren, bietet das tief eingeschnittene Brauliotal. Den unteren Teil desselben beschrieb ich oben. Von der Einmündung des Vitellitales aufwärts durchbricht der Brauliobach die Schichten des Gebirges; wir kommen hier in das Hangende der Schichten des Kristallokammes. Die Aufschlüsse in der Bocca di Braulio, wie die kurze Durchbruchsschlucht genannt wird, hat schon Theobald beschrieben, nach ihm Gümbel, in letzter Zeit Rothpletz, Frech und Termier, wenn auch in sehr verschiedener Weise und Auffassung.

Die Windungen der Straße an der Spondalunga sind in die mächtigen Schutthalden eingeschnitten. Erst wo das Gefälle des Tales nachläßt, sind an der Straße dunkelgraue dolomitische Kalke aufgeschlossen, die ziemlich flach NNW fallen. Bei der Straßenbrücke, gleich oberhalb der Bocca, liegen in diesen Dolomiten auch schwarze Schiefer. Mit dem Verlassen der Bocca stehen wir nun an einer tektonischen Hauptlinie dieses Gebirges: wie schon seit Theobald

Fig. 3.

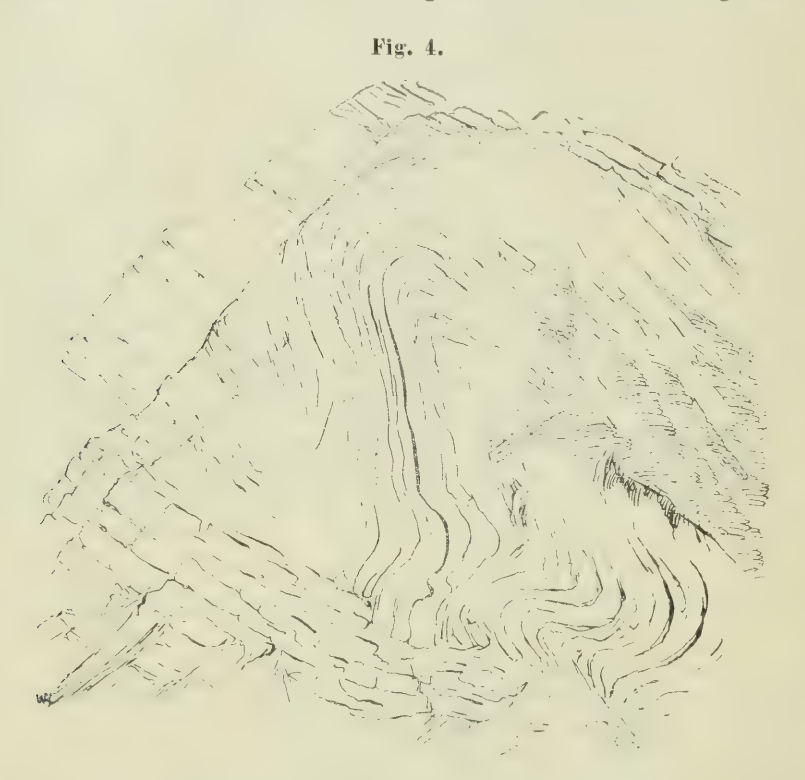


Die Südwände des Kristallokammes, gesehen vom Monte Confinale.

Nach der Natur gezeichnet.

bekannt, werden diese Dolomite und Kalke von kristallinen Schiefern überlagert, in denen der ganze oberste Teil des Brauliotales weiterhin verläuft; schon dem Laien wird dieser gewaltige Wechsel in der Struktur des Gebirges auffällig durch die Veränderung im Landschaftsbilde: während von der Bocca abwärts hohe kahle Dolomitwände und lichtgraue Schutthalden den Blick beiderseits einengen und der Bach in enger Schlucht abwärts tost, sieht sich der Wanderer hier auf einmal in ein flaches, breites Tal versetzt, dessen sanft geneigte Hänge bis fast zu den Kämmen hinauf begrünt sind. Eine so augenfällige

Fig. 4.



Ansicht der Faltungen bei der Bocca di Braulio.

Nach der Natur und Photographie gezeichnet.

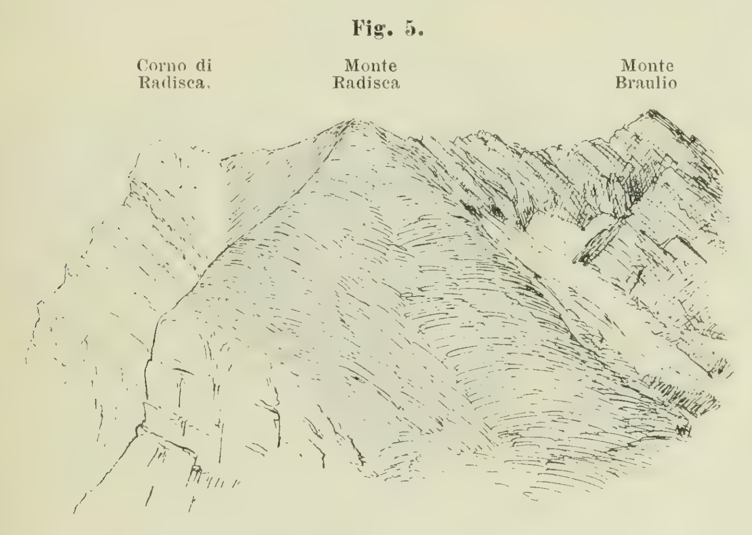
Abbildung des geologischen Baues im Landschaftsbild wie hier, ist kaum so bald wo zu treffen.

Unmittelbar an der Störungsfläche liegt, wie man östlich ober der Straße gut beobachten kann, ein Lager von Granitgneis, das wohl Termier irrtümlich für Verrucano angesprochen hat. Über ihm folgen verschiedene kristalline Schiefer. Doch wir kehren vorerst wieder in das überschobene Gebirge zurück: beiderseits der Straße bieten die Felshänge weit besseren Einblick als die wenigen Aufschlüsse an der Straße selbst. Das Bild, das uns das Gehänge westlich der Straße bietet, ist aus der obigen Skizze (Fig. 4) ersichtlich:

es sind zwei Mulden von dunklen Schiefern, zwischen denen sich ein kleiner Sattel aus geschichtetem Dolomit vorwölbt. Bei der unteren Mulde ist ihre ganze Basis angeschnitten; die Mulde hebt sich aus dem Gehänge heraus; die Schiefer der oberen reichen bis dicht an den Bach und setzen sich unter den Schutthalden gegen das Val Vitelli fort. Sie sind an dem Bach, der aus dem kleinen Seitental westlich des M. Scorluzzo herabkommt, ein wenig aufgeschlossen.

Über die Fortsetzung gegen Westen verdanke ich hauptsächlich Herrn Dr. O. Schlagintweit, welcher in Bälde eine ausführliche Darstellung darüber geben wird, meine Kenntnisse darüber, da ich selbst nur ein paar Übersichtstouren in das Gebiet machte. Ich entnehme den freundlichen brieflichen Mitteilungen Schlagintweits

Fig. 5.



Ansicht des Brauliokammes von Osten.

Nach der Natur gezeichnet.

und seiner „vorläufigen Mitteilung“ in der Dissertation, daß westlich der Bocca di Braulio, unter dem Corno di Radisca, die beiden Mulden sich zunächst vereinen, aber gleich darauf weiter westlich tritt der Dolomitsattel wieder hervor und die zwei Schieferzüge ziehen getrennt durch ihn an den Wänden des Corno di Pedenello hin; die untere bildet die Terrasse, auf welcher der Campo dei Fiori liegt. Diese vielfach verbogenen Mulden stehen dann quer über die Val Forcola hinweg in ununterbrochenem Zusammenhang mit dem durch Versteinerungen sicher bestimmten Rhät in dem Val Fraele.

Über der oberen der beiden Rhätmulden liegt am Corno di Radisca noch ein mächtiges Dolomitlager, das sich auch bis zur Bocca und zum Filone Mout fortsetzt. Auf ihm liegen die kristallinen Schiefer des Monte Radisca; an dem Corno di Pedenello legt sich das Urgebirge aber direkt auf die obere Rhätzone.

Die Fläche, längs welcher das kristalline Gebirge auf Trias und Rhät hinaufgeschoben ist, hat am Radisca eine Neigung von 50—60° gegen N, von oben gegen den Bach zu an Neigung zunehmend. Östlich des Brauliobaches ist ebenfalls ein Flacherwerden im höheren Teil zu bemerken. Der Kalk unmittelbar unter der Aufschiebungsfläche ist hier sandig und kristallin.

Bevor wir uns in eine weitere Diskussion einlassen, wollen wir den Triasrhätschichten noch weiter gegen Osten nachgehen. Das Val dei Vitelli wird im Norden von einem Seitenkamm des Monte Scorluzzo eingeschlossen, dem Filone Mout, der hin und hin in steiler Felsmauer gegen das Kälbertal abbricht; die Krone dieser Felsmauer bildet durchweg der kristalline Schiefer. Die Überschiebungsfläche streicht hier längs des Filone Mout aus und verläuft an dessem oberen Ende unter dem Monte Scorluzzo durch, genau zur Einsattelung des Stilfser Joches.

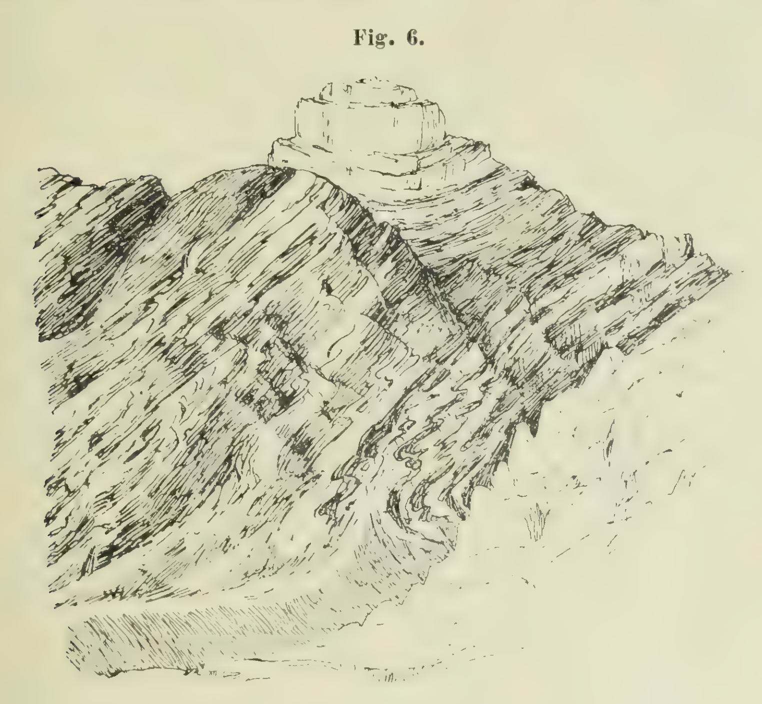
Unter der Überschiebungsfläche liegt, die hohe Felsmauer des Filone Mout bildend, ein Dolomit, der jenem über dem Rhät des Corno di Radisca entspricht. Der Gletscherbach der Vedretta dei Vitelli strömt in einer engen Felsklamm, welche in die triadischen Dolomite eingeschnitten ist, durchs Tal hinaus; parallel der Bachschlucht zieht am nördlichen Ufer eine zweite ganz unausgebildete Talfurche, als begrünte Terrasse. Sie wird aus den noch vom Bach durchsägten N fallenden Dolomitbänken aufgebaut, welche den ganzen Plattenpanzer an der Nordseite des Kristallokammes bilden und verdankt ihre Entstehung den hier durchstreichenden rhätischen Schichten, welche die Verwitterung stärker herausgearbeitet hat; im Norden fußen auf ihr die Schutthalden, welche von den Wänden des Filone Mout herabreichen. Das ganze Vitellital ist demnach ein Muster eines rein isoklinalen Tales. Infolge der Begrünung der Terrasse ist aber hier das Rhät sehr schlecht zu sehen: wo die Terrasse gegen die Schutthalden der Spondalunga abbricht, stehen als solches weißaderige, dünnbankige schwarze Kalke und schwarze Kalkschiefer wechselnd mit Dolomitbänken an; im mittleren Teil der Terrasse sind selten einmal blaugraue dichte Kalke aufgeschlossen, welche die in der Voranzeige angeführten Gastropoden (*Rissoa alpina G.*, *Actaeonina*) in großer Menge enthalten. Außerdem auch eine Bank von Lithodendronkalk. Weit bessere Aufschlüsse gewähren die Wände des Naglerspitz und das hügelige Felsland zwischen Vitelligletscher und Vitellijoch (östlich unter dem Scorluzzo). Wir erhalten hier die nördliche Fortsetzung für das Profil über dem Passo dell'Ables.

Betrachtet man von der Zunge des Vitelligletschers aus die Südabhänge des Naglerspitz, so sieht man diese ganze Flanke von brüchigem, dunklem Schiefermaterial aufgebaut, über dem gegen den Filone Mout zu mächtige Dolomitlager liegen. Die dunklen Schiefer bilden unmittelbar über dem Ferner den Hangendschenkel einer gegen den Gletscher zu überkippten Mulde, deren Schichtlagen auch im einzelnen noch mannigfache Fältelungen besitzen, wie die nachfolgende Zeichnung (Fig. 6) zeigt.

Steigt man vom Gletscher durch die Schieferzone hinauf, so findet man, daß in diesem vertreten sind: blätterige, gelblichgraue,

mergelig-kalkige Schiefer, dünnbankige schwarze Kalke, glimmerhältige Kalkschiefer, Kalke mit gelbem, mergeligem Belag und undeutlichen Schalenresten und die schon in der Voranzeige erwähnten buntfleckigen, phyllitisch aussehenden Tonschiefer. Das Rhät entspricht hier auch in der Gesteinsausbildung noch vollständig dem Rhät im Val Fraele. Auf dem Rhätkomplex lastet eine große Masse von Dolomit, welcher die glatte Felswand bildet, mit der die zum Col Vitelli führende Hochfläche gegen die Zunge des Gletschers abbricht. Diese hügelige, kahle, teilweise von Firnfeldern und Moränen bedeckte Hochfläche bietet ein ununterbrochenes Profil (Fig. 7) bis zum genannten Joch.

Fig. 6.



Ansicht der Naglerspitze von der Vedretta dei Vitelli.

Nach der Natur gezeichnet.

Am oberen Rande der Wand liegt in dem Dolomitkomplex eine Bank von Lithodendronkalk. Der genannte mächtige Dolomitkomplex wird überlagert von dunklen mergeligen Kalkschiefern, teilweise mit glimmerigem Belag auf den Schichtflächen, und in ihrer Begleitung erscheint auch der blaugraue Kalk mit den vielen Gastropoden wie auf der Terrasse im Val dei Vitelli, endlich in sehr geringer Menge auch die bunten phyllitischen Schiefer. Das Streichen ist durchschnittlich NO, das Fallen flach gegen NW gerichtet. In gleicher Lagerung folgt nun im Hangenden wieder eine mächtige Folge von dolomitischem Kalk und über diesem ein Komplex von dünnplattigen, dunkelgrauen bis schwarzen Kalkschiefern, wechsellagernd mit einzelnen Bänken

von dolomitischem Kalk, der häufig von weißen Kalzitadern durchzogen ist und schließlich als Hangendstes, unmittelbar unter der Überschiebungsfläche ein dunkelgrauer zertrümmerter, stark dolomitischer Kalk von 20—50 *m* Mächtigkeit.

In diesem brecciösen Dolomit liegen unter dem östlichen Teil des Filone Mout rasch auskeilende schmächtige Lagen eines gelblichen tonig-kalkigen Schiefers, der an die später zu erwähnenden gelben Tonschiefer an die Basis des Ortler erinnert.

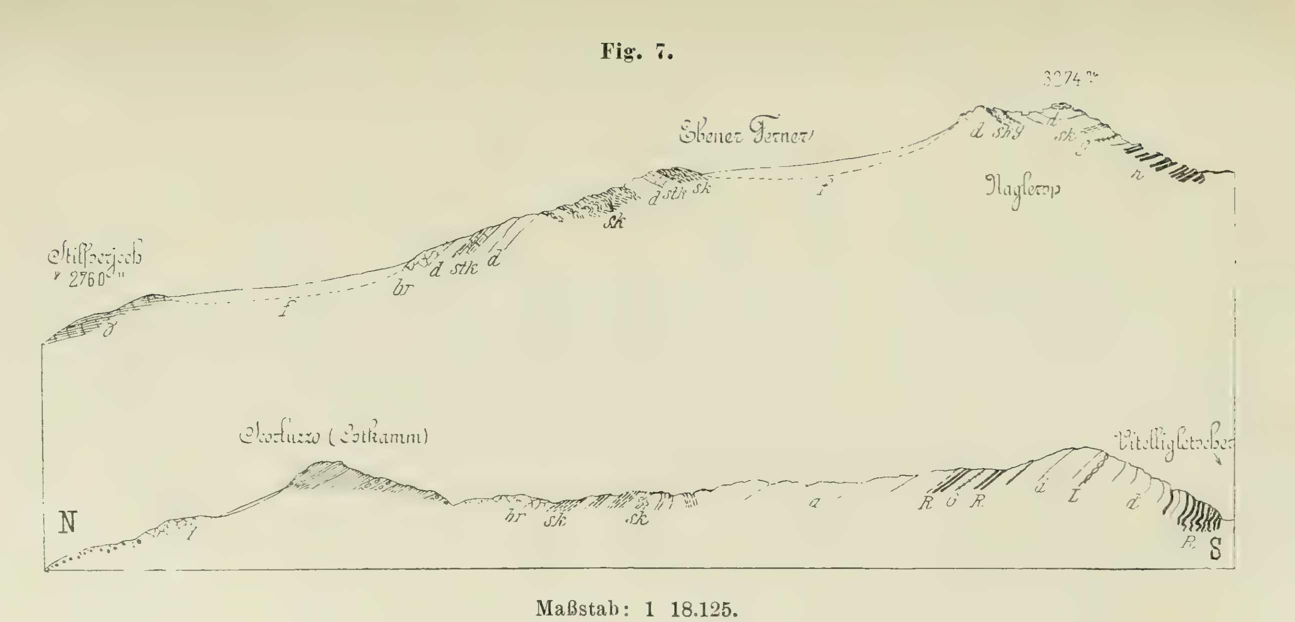
Am Stilfser Joch selbst liegt an der Überschiebungsgrenze ein ungefähr 50 *cm* mächtiges Lager eines gelben, etwas rauhwackigen kalkigen Dolomits, der petrographisch den gelben rauhwackigen Kalken des Zebrutales gleich ist. Die Lage ist im Bachgraben südlich hinter dem Hotel Ferdinandshöhe aufgeschlossen, verschwindet aber nach beiden Seiten hin rasch und kommt unter dem Scorluzzo und Filone Mout nicht wieder zum Vorschein; hier liegen überall Dolomit und Phyllit, beziehungsweise Gneis unmittelbar aneinander.

Alle diese Schichtlagen werden von der Überschiebungslinie nicht abgeschnitten, sondern sie passen sich in ihrem Verlauf ganz dieser an: das NO-Streichen ober dem Vitelligletscher und ober dem Stilfser Joch dreht sich unter dem Scorluzzo in NS-Richtung, nun mit westlichem Einfallen der Schichten, und die schwarzen Schiefer ziehen dementsprechend vom Kamm Vitellijoch—Naglerspitz durch die ganze Mulde durch bis zur Wand des Filone Mout und die gleiche Biegung machen die beiderseitigen Dolomite. Da die schwarzen Schiefer im Dolomit der Bocca di Braulio gegen Osten in die Wände des Filone Mout hineinziehen, nahe unter der kristallinen Decke, so dürften sie derselbe Horizont sein wie die schwarzen Schiefer südlich des Vitellijoches, welche hin und hin längs der Überschiebungslinie fortstreichen.

Wir verfolgen nun zunächst das Profil vom Vitellijoch zum Naglerspitz (Fig. 7), ein Parallelprofil zu dem oben beschriebenen Vitellijoch—Vitelligletscher, wobei wir dieselben Schichtgruppen wieder treffen, aber in teilweise veränderter Lagerung.

Das Profil beginnt hier im Norden wieder mit dem brecciösen grauen Dolomit. Unter ihm kommen weiter oben hellgraue, dünnplattige, streifige Kalke hervor, dann graue, sehr dolomitische Kalke in großer Mächtigkeit. Es folgen schwarze dünnblättrige Kalkschiefer in geringer Mächtigkeit und dann ändert sich die Lagerung der Schichten, indem die darüberliegenden Schichten mit mittlerer Neigung gegen S einfallen; das Streichen hat sich gegenüber dem westlichen Profil in OW-Richtung gedreht. Über einer Dolomitbank, die zuerst deutlich diese Lagerung zeigt, entwickelt sich eine mächtige Folge dünnblättriger Kalkschiefer mit kleinen Fältelungen, in ihnen auch einige Bänke von weißaderigem Streifenkalk und Dolomit. Mit dem Kalkschiefer schließt der Felsrücken nach oben ab, da der Kamm von hier ab bis zu den Gipfelfelsen des Naglerspitz mit Firn bedeckt ist. Der Nordgipfel des Naglerspitz besteht aus dicken Bänken von schwärzlichem dolomitischem Kalk, welche ziemlich steil gegen S einfallen. Gegen die Scharte zu zwischen Nord- und Südgipfel ist ihnen eine Lage dünnblätteriger schwarzer Kalke zwischengeschaltet und

Fig. 7.



Maßstab: 1 18.125.

γ Grünschiefer. — *d* Dolomit und dolomitischer Kalk. — *stk* Streifenkalk. — *br* brecciöser Dolomit. — *sk* schwarze Kalkschiefer. — *g* Kalkbank mit Gastropoden. — *L* Bank von Lithodendronkalk. — *R* Rhätische Schiefer und Kalke. — *f* Firn. — Schichten des Monte Scorluzzo: Phyllit und Lager von Muskovitgneis.

einige papierdünne hellrötlichgraue Schieferlamellen. Bevor noch die Scharte erreicht wird, enthält eine kalkige Bank zahlreiche kleine Gastropodenschalen; dieser Kalk ist rötlich schlierig. Südlich der Scharte liegt noch bis nahe zum Südgipfel Dolomit, der auch am Südgrat unterhalb der Spitze wieder erscheint. Die Gipfelfelsen des Naglerspitz zeigen eine flach muldenförmige Lagerung. Dieser eben genannte Dolomit liegt im Muldenkerne, am Südgipfel noch von einem Käppchen von dünnblättrigen, schwarzen Kalkschiefern bedeckt. Am Südgrat fallen alle Schichten gegen N ein und in dem Dolomit erscheint wieder die Gastropodenbank. Im Liegenden der Dolomitbänke befinden wir uns dann in jener mächtigen Folge von rhätischen Schiefern, welche die ganze Wand zum Vitelligletscher hinab aufbauen mit allen ihren mannigfaltigen Gesteinsarten: glimmerige buntgefleckte Tonschiefer von phyllitischem Aussehen wechsellagernd mit schwarzen Kalkbänken, die undeutliche Schalenreste enthalten, dünnplattige schwarze Kalke mit gelblichem mergeligem Überzug usw. Damit schließt das Profil im Süden ab.

Das Anstehende am Geisterspitz haben wir schon früher beschrieben. Es erübrigt uns also nur noch anzuführen, daß auf der flachen Kuppe des Monte Livrio wieder die rhätischen Schiefer unter der Eisdecke des Ebenen Ferners hervorkommen, im Hangenden der hohen Dolomitwand, mit der die Hochfläche dieses Gletschers gegen die Zunge des Madatschferners abbricht. Dem Anblick nach streichen die Bänke des Dolomits hier NW und fallen bergein (also SW). Es hat sich das Streichen der Schichten also von NO unter dem Filone Mout bis zu NW herumgedreht. Zwischen den Dolomitbänken sieht man auch schwarze Schiefer zutage kommen. (Eine Besichtigung und Messung an der Wand selbst ist wegen des darüberhängenden Eisabbruches nicht rätlich.) In der Nordwand der Signalkuppe sieht man von der Straße aus eine gegen S überkippte Falte.

Damit haben wir den ganzen westlichen Teil des Ortlerkalkgebirges, das heißt den Teil westlich des Madatschferners und der Vedretta del campo geschildert und können zu einer Diskussion des Gesehenen übergehen.

Wir sehen hin und hin ein gegen Norden abfallendes Schichtpaket (mit Ausnahme des Naglerspitz). Daß es nicht eine einheitliche Altersfolge von Schichten ist, ist ohne weiteres aus der Überlagerung durch das Kristalline und der mehrmaligen Wiederholung derselben Schichten übereinander ersichtlich. Gegenüber der Spondalunga sehen wir direkt die muldenförmige Umbiegung der Schichten, und zwar rhätischer Schichten und der darunter liegenden Dolomite. Die Angaben Schlagintweits haben uns gezeigt, daß hier eine Doppelmulde rhätischer Schiefer vorliegt, die sich gegen Westen deutlich verfolgen läßt. Im Vitellital haben wir eine Rhätzone, welche wir nahezu zusammenhängend — nur die Zunge des Vitelligletschers bildet eine Unterbrechung — bis zum Naglerspitz hinauf verfolgen, und hier in dessen Wänden sieht man auch die Umbiegung der auch hier in der Tiefe nach Süden überkippten Mulde. Am Naglerspitz haben wir aber eine flache offene Mulde vor uns. Diese läßt sich erklären als eine kleinere, nördlich angegliederte muldenförmige Verbiegung des Hangendschenkels

jener großen überkippten Mulde, welche sich demnach nach oben rasch weit öffnen würde. Dem entspricht es, daß bei dem Rhät in der Wand über dem Gletscher die „hangendsten“ Schichten — dem Alter nach die tiefsten — nicht bergein fallen, sondern nach S und ebenso die nächstfolgenden Dolomitbänke, daß also schon hier ein Zurückbiegen des Hangendschenkels zu erkennen ist. Die große Eisfläche am Nordkamme des Naglerspitz verdeckt die hier durchstreichenden Rhätschiefer, die dann am Livrio wieder unter dem Eis hervorkommen. Die Drehung der Streichungsrichtung zeigt, daß die Muldenachse gegen Osten ansteigt und die Mulde sich hier infolgedessen heraushebt. Im unteren, westlichen Profil über dem Col Vitelli treffen wir die Rhätschichten zweimal in nordfallender Lagerung übereinander; das einemal am Ferner, das zweitemal jenseits des Höhenrückens, der vom Naglerspitz gegen Westen zum Filone Mout zieht; denn dieser zweite Schieferkomplex entspricht petrographisch dem Rhät (zum Beispiel die charakteristischen buntfleckigen, phyllitischen Schiefer) und enthält auch wieder die Gastropodenbank. Auch sie taucht ostwärts unter dem Firn unter. Westlich verliert sie sich in die Wände des Filone Mout. In ihr ist das Rhät schwächer und mehr kalkig entwickelt, weshalb sie in der Wand sich nicht recht unterscheiden läßt.

Da die Umbiegung der Rhätschichten am Rande des Vitelligletschers die südliche Rhätzone als Hangendschenkel einer Mulde erscheinen läßt, kann man diese nördliche Zone wohl am ehesten als eine zweite überkippte und zusammengeklappte Einfaltung ansehen, so daß wir eine ähnliche Doppelmulde erhielten wie in den Wänden der Braulioschlucht.

Die flache Aufwölbung der Schichten zwischen Vitellijoch und Naglerspitz ist auch in der Mulde südlich dieses Joches noch zu sehen, verschwindet aber dann rasch, und ebenso ist sie am Monte Livrio nicht mehr zu sehen. Der Wandel des Streichens von NO über OW zu NW in dem Bogen Filone Mout—Stilfser Joch—Monte Livrio entspricht gewissermaßen einer Ausweitung des Faltenbaues; während östlich und westlich alles eng zusammengepreßt und überkippt ist, öffnen sich hier die Schichten zu dem flachen Sattel und der flachen Mulde auf dem Naglerspitz, beziehungsweise nördlich davon. Die engere Zusammenfassung im Westen kann ungezwungen mit dem starken Vorschub der überschobenen Schiefer in Zusammenhang gebracht werden.

Außer den Rhätzonen treten aber noch Schieferzonen auf, welche petrographisch von den Rhätschiefern verschieden sind: jene Kalkschiefer in den Wänden des Zebrutales, an der Nordseite der Hohen Schneid und südlich des Vitellijoches, zwischen ihm und dem Rhät des Naglerspitz. Sie sind petrographisch viel einfacher entwickelt als das Rhät, indem sie nur aus schwarzem dünntafeligem Kalkschiefer und damit wechsellagernden Dolomit- oder Kalkbänken bestehen. Stellenweise sind sie durch den rötlichen Belag der Schichtflächen charakterisiert. Fragt man nach ihrer Altersstellung gegenüber dem Rhät, so ergibt sich, daß sie beiderseits der Rhätmulde in deren Schenkeln liegen — siehe das Profil über dem Passo dell' Ables —

also älter als dieses sind. Zwischen ihnen und dem Rhät liegt Dolomit. Das Auftreten eines solchen tieferen Horizonts an schwarzen Kalkschiefern stimmt auch überein mit dem weiter westlich gelegenen Gebiet: in dem von Gümbel zuerst beschriebenen Profil über den Scalapaß begegnet man im Liegenden des Rhät zwischen den Türmen des Passes und dem Lago secco ebenfalls schwarzen Kalkschiefern. Versteinerungen fehlen hier wie dort, so daß über das Alter dieser Schichten nicht mehr gesagt werden kann, als wie daß sie älter sind als die im Fraeletal darüber liegenden rhätischen Schichten. Diese Schichten vom Scalapaß treten wieder an der Ostseite des Monte delle Scale auf und ziehen dort zur sogenannten Fonte d' Adda herab, wie Herr Schlagintweit die Freundlichkeit hatte mir mitzuteilen. Gegenüber diesem Ort, auf dem anderen Ufer des Tales sind sie an der Stilfser Jochstraße aufgeschlossen, wo diese aus dem Addatal ins Brauliotal einbiegt.

Ihre Fortsetzung dürften sie in der grünen Terrasse finden, welche im Val Vitelli zwischen der Rhätterrasse und der Bachschlucht sich gebildet und parallel beiden sich hinzieht. Gegen Osten liegen in ihrer Verlängerung dann die schwarzen Schiefer an der Nordabdachung der Hohen Schneid.

Am Passo dell' Ables und in den Südwänden des ganzen Kristallokammes kommen nun, wie oben beschrieben, noch zwei weitere solcher Schieferzonen zutage; die eine am Kamm, die andere an, beziehungsweise nahe dem Fuß der Wände: es sind ebenfalls schwarze Kalkschiefer, wechsellagernd mit Dolomitbänken, hier aber von anderen unterschieden durch den rötlichen Belag auf den Schichtflächen. Ähnliche Gesteine zeigt, wie oben angeführt, auch die Mittelmoräne des Vitelligletschers.

Wie nun die Lagerungsverhältnisse an der Trafoier Eiswand zeigen, müssen diese rötlich angelaufenen und jene rein schwarzen als äquivalent oder wenigstens nahezu äquivalent angesehen werden.

Wendet man diese Altersverhältnisse auf die Zonen des Kristallokammes an, so läßt sich folgendes daraus schließen: die Schieferzone am Kamm des Passo dell' Ables und jene am Wandfuß ergänzen sich zu einem Sattel; der nördliche Schenkel liegt normal, das heißt er fällt gegen Norden ab, der südliche steht sehr steil oder ist etwas gegen Süden überkippt. Die Zonen an der Nordseite der Hohen Schneid und jene unter dem Vitelligletscher gliedern sich dann als eine kleine gegen Süden ganz überkippte Falte im Norden an jenen Sattel an, da die Zone unter dem Gletscher im Liegendschenkel der Rhätmulde liegt. Diese Zone unter dem Vitelligletscher ist nun aber wohl nicht sicher, insofern die Gesteinsähnlichkeit nur eine annähernde ist; es wäre wohl möglich, daß es sich nur um eine lokale Ausbildung des Dolomits handelt, um so mehr als auch in der Fortsetzung nach beiden Seiten nichts davon zu sehen ist. Nimmt man dementsprechend an, daß hier keine Zone jener unterrhätischen Schiefer vorliegt, so kann man, da die Zusammenstellung der beiden südlichsten Zonen als Sattel wegen der Schichtstellung, besonders auch in der Fortsetzung gegen Osten viel Wahrscheinlichkeit besitzt, die zweimalige Wiederholung der Schichten vom Passo dell' Ables nordwärts als eine schuppenartige

Verdoppelung ansehen, oder aber jenen rötlichen Schiefern doch ein etwas tieferes Niveau zuweisen als den schwarzen; es würde dann das ganze Profilstück Passo—Gletscher dem Liegendschenkel der Rhätmulde entsprechen. Die Verteilung der verschiedenen Dolomitarten ist leider eine zu schwankende, beziehungsweise die petrographischen Unterschiede sind zu unsichere, um diese zu einer Entscheidung heranzuziehen. Übrigens konnte man allenfalls auch an Stelle des südlichen Sattels eine Mulde annehmen und müßte sich dann zwischen ihm und der Rhätmulde in der Längsachse der Hohen Schneid ein Sattel konstruieren, doch scheint mir dies am unwahrscheinlichsten.

Mag man also die Verhältnisse in dem einen oder dem anderen Sinne deuten, so haben wir auf jeden Fall in dem westlichen Teil der Ortlergruppe mehrere (zwei oder drei) nach Süden überkippte Anti- und Synklinalen vor uns.

Theobald, Gümbel, Rothpletz und Termier sahen in diesem nur eine nach Süden überkippte Mulde, deren Kern das Rhät ist, wogegen der Kristallokamm den liegenden Schenkel darstellt. Diese Deutung wird hier erweitert zu einer mehrfachen Zusammenfaltung, da die mehrmalige Wiederholung derselben Schichten, welche, wie später gezeigt werden wird, im Osten zu deutlichen Sätteln und Mulden auseinandertreten, der Annahme jenes einheitlichen Liegendschenkels entgegensteht.

Der Trafoier Kamm.

(Fig. 8—13.)

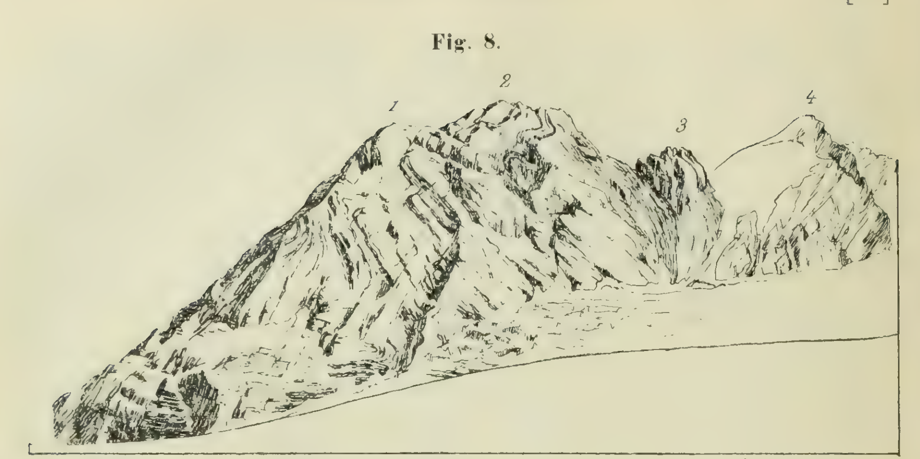
So benenne ich das Kammstück zwischen dem Madatschjoch und dem Ortlerpaß samt seinen nördlichen und südlichen Seitenkämmen, von denen am meisten der der Madatschkögel sowohl orographisch als geologisch von Bedeutung ist. Dieses Kammstück gibt dem Talbilde von Trafoi seinen Charakter. Im Hintergrund leuchten die Eiswände des Hauptkammes herab, vor ihnen stehen als dunkle Kulissen die klotzigen Felsmassen der Madatschkögel auf der einen Seite des Bildes. Auf der Südseite überwiegen die hohen Felsmauern gegenüber der nur geringen Eis- und Firnbedeckung.

Den besten geologischen Einblick gewährt die Zusammenstellung des Profils über die Madatschkögel mit jenem von der Trafoier Eiswand ins Val Zebru hinab.

Die Madatschkögel stellen einen tief aus der Gebirgsmasse herausgeschnittenen Felskeil dar, an dessen beiderseitigen Wänden die geologische Struktur mit voller Deutlichkeit sichtbar ist, wie die umstehenden Zeichnungen (Fig. 8 u. 9), welche nach Photographien hergestellt sind, zeigen.

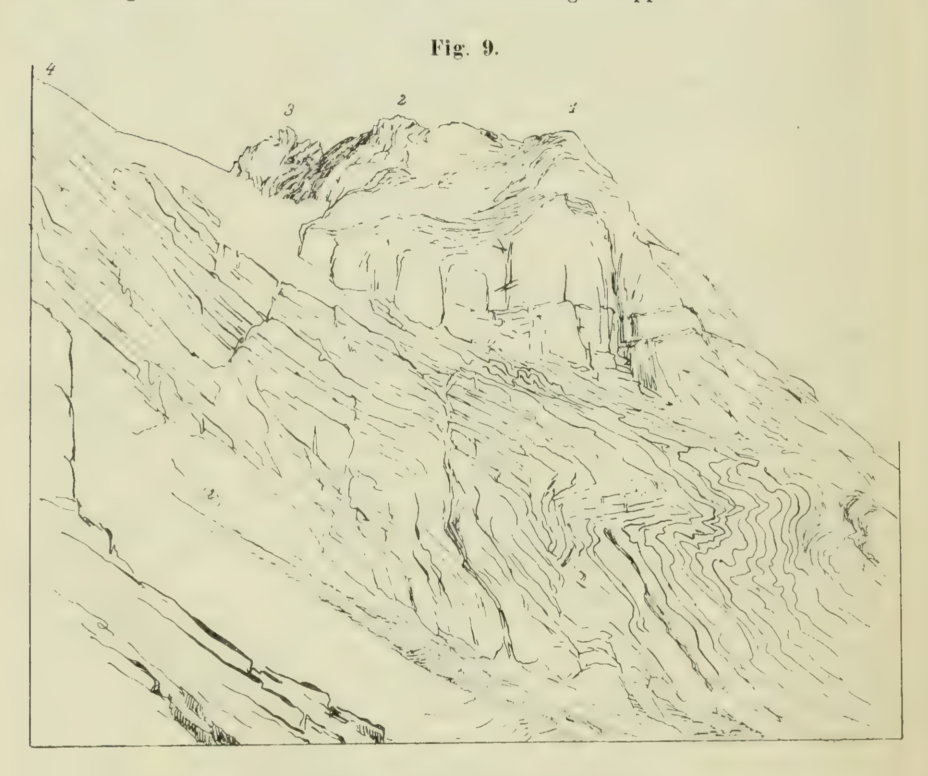
Wir sehen am Grat vom Hinteren bis zum Mittleren Kogel die Dolomitbänke gleichmäßig gegen N einfallen. Hier am Mittleren treten schon kleinere S-förmige Faltungen auf, welche durch die hier zwischengelagerten schwarzen Schiefer sehr deutlich werden. Am Vorderen Kogel erscheinen sehr intensive Faltungen, deren Einzelheiten nicht beschrieben zu werden brauchen, sondern aus den Bildern

Fig. 8.



Ansicht der Madatschkögel von Westen.
Aufgenommen am Ebenen Ferner zwischen Signalkuppe und Mt. Livrio.

Fig. 9.



Ansicht der Madatschkögel von Osten.
Aufgenommen auf der rechtsseitigen Moräne des unteren Ortlerferners.
Beide Ansichten nach Photographie gezeichnet.

1. Vorgipfel des Vorderen Kogels. -- 2. Vorderer Madatschkogel. — 3. Felskopf zwischen Vorderem und Mittlerem Kogel. — 4. Mittlerer Madatschkogel.

abgelesen werden können. Sie bilden im ganzen eine nach S überkippte Mulde. Die schwarzen Schiefer gehören — entgegen der in der Voranzeige geäußerten Erwartung — wie die Besteigung des Vorderen Kogels zeigte, nicht mehr dem Rhät an, sondern nur dem tieferen Schieferhorizont, vom Vitellijoch, Hohen Schneid etc. Es sind ausschließlich solche schwarze dünntafelige bis plattige Kalkschiefer, gelegentlich rötlich angelaufen, wie jene an der Trafoier Eiswand. Eingeschaltet ist darin eine Bank lichten, brecciösen Dolomits, was auch mit den anderen Vorkommen dieser Schichten übereinstimmt.

Die vom Mittleren Madatschkogel herabkommenden Dolomitbänke, sowie auch das Gestein am nördlichen Vorgipfel des Vorderen Kogels zeigen jenen roten Bruch wie das Gestein am Westfuße der Hohen Schneid; die „Mulde" des Madatschkogels wird also beiderseits von diesem im Liegenden der Schiefer auftretenden Gestein umfaßt.

Das Zurückbiegen gegen Norden zwischen der Scharte und der Vorderen Spitze erinnert sofort an das analoge Verhältnis zwischen der liegenden Mulde am Vitelligletscher und der Mulde am Naglerspitz. Wir können es auch hier als ein Öffnen der überkippten liegenden großen Schiefermulde ansehen. Hier ist aber der ganze große Nordflügel dieser Mulde in vielfache Falten gelegt; es sind die Falten, welche an der Nordhälfte des Vorderen Kogels sichtbar sind. Man könnte sie auf ein Absinken des nördlichen Flügels gegen die Trafoilinie zurückführen. Die kleinen Fältelungen am Mittleren Kogel sind in ähnlicher Weise sekundäre Faltungen der großen Muldenschenkel im Kleinen. Die Dolomitbänke, gelegentlich noch mit ganz schwachen Schieferzwischenlagen, welche am Ostfuße des Vorderen Madatschkogels die schönen Fältelungen zeigen, setzen sich in die Wand fort, aus der die drei Bäche im Hintergrunde des Trafoier Tales hervorbrechen. Es ist jedoch dabei zu beachten, daß hier das Streichen sich vollständig ändert. Die Schichten an den Kögeln streichen NO—SW, hier aber dreht sich das Streichen in NNW—SSO-Streichen herum, so daß diese Schichten nicht, wie es im Bilde scheinen möchte, eine immer noch N fallende Verlängerung des Nordschenkels jener großen Mulde bilden, sondern sie fallen bergein, das heißt gegen WSW.

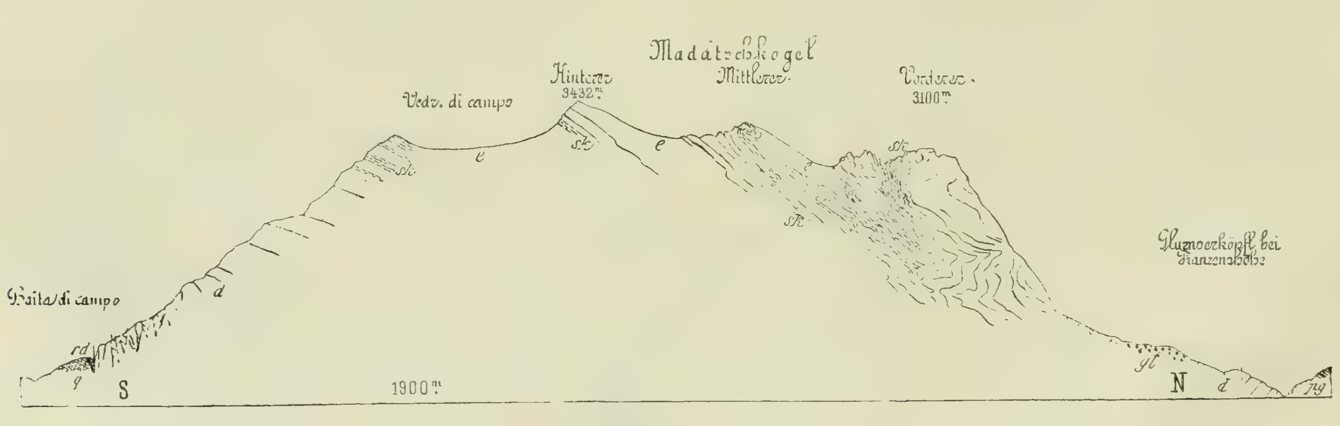
Diese Schichtneigung erklärt wohl auch am besten das Auftreten jener Quellen[1]), welche als starke Bäche aus den Schichtfugen hervorbrechen. Geht man den entsprechenden Dolomitbänken nach, so treffen sie gerade auf die Zunge des Trafoier Gletschers. Es kann daher wohl ungezwungen angenommen werden, daß die Schmelzwässer des Gletschers zum Teil in die Schichtfugen eindringen und längs dieser abwärts rinnen, bis sie hier bei einer Öffnung hervortreten. Damit stimmt auch die tiefe Temperatur des Wassers dieser Bäche (im August mit 3—4° C gemessen durch Herrn Dr. Götzinger) überein. Wie ein paar trocken liegende Bachrinnen in der Nähe der jetzigen Quellen zeigen, hat der Ausflußort gelegentlich gewechselt.

Nach dieser Abschweifung kehren wir wieder zur Beschreibung des Trafoier Kammes zurück.

---

[1]) Diese dürften wohl die eigentlichen „heiligen drei Brunnen" sein, nicht die künstlich dreigeteilte Quelle bei der Kapelle.

Fig. 10.

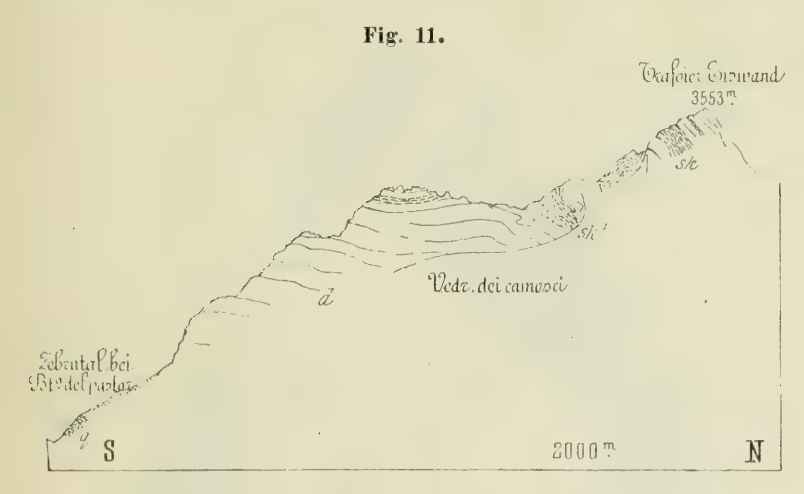


Maßstab: 1:37.500.

pg Phyllitgneis. — *q* Quarzit. — *rd* rauhwackiger Kalk. — *d* Ortlerdolomit. — *sk* schwarze Kalkschiefer. — *gl* Moräne des Madatschferner. — *e* Eis.

Auch an der Südseite des Hinteren Madatschkogels fallen die Schichten noch mit mittlerer Neigung gegen Norden ab. Es sind die dunkelgrauen dolomitischen Kalke, denen an der Südseite der Spitze eine geringmächtige Lage von schwarzem Kalkschiefer zwischengeschaltet ist, der auch an der Südseite des Tukettspitz wieder ausbeißt. Derselbe Horizont taucht weiter östlich am Nashornkamm wieder aus der Gletscherbedeckung hervor. Das Streichen der Schichten ist in dem ganzen Kammstück vom Tukettjoch bis zum Thurwieserspitz von WSW gegen ONO gerichtet und es ziehen sich daher die Schichten in spitzem Winkel quer über den Kamm hin. Dies tritt besonders deutlich an den Schieferhorizonten der Trafoier Eiswand hervor, deren Süd-

Fig. 11.



Maßstab: 1:31.250.

q Quarzit. — *d* Ortlerdolomit. — *sk* schwarze Kalkschiefer. — *sk'* schwarze, rötlich verwitternde Kalkschiefer.

(Das Zeichen *sk'* gehört zu der nächst höheren Partie von Kalkschiefern.)

profil man schon von der Vedretta del campo aus schön überblickt. Unter dem geringmächtigen Schieferhorizont des Hinteren Madatschkogels folgen in gleicher Lagerung noch mächtige Dolomitschichten, welche die beiden Schneeglocken und den Hauptkamm bis zum Gipfel der Trafoier Eiswand aufbauen. Nahe unter dem Gipfelkamm der Eiswand aber fällt schon von weitem ein mächtiges schwarzes Band von Kalkschiefern auf, das als Unterlage jener Dolomite der Schichtlagerung entsprechend quer durch die Wand zum Ferner herabzieht; an dem kleinen schroffen Felskopf (Punkt 3160 der Alpenvereinskarte), der mitten aus jenem aufragt, sind sie wieder zum Teil zu sehen und dann setzen sie sich in jene fort, welche oben schon vom Ostkamm des Kristallospitz beschrieben wurden. Das unmittelbare Hangende dieser schwarzen Kalkschiefer bilden hellgraue Dolomite — wie man bei Besteigung der Trafoier Eiswand vom Camoscipaß aus sieht —

welche dann von dunkelgrauen abgelöst werden; in diesen, nahe unter dem Hauptkamm traf ich eine Bank von Lithodendronkalk. Das Liegende der schwarzen Schiefer bildet wieder Dolomit, noch wechselnd mit einzelnen Schieferlagen, der hier deutlich den Kern einer Antiklinale bildet: an dem von diesem Dolomitlager zum Passo dei Camosci hinabziehenden Grat fallen die Schichten durchweg nach Süden in welliger Verbiegung, und zwar sind es dünntafelige, klingende Kalkschiefer, stellenweise wie Dachschiefer geformt, im Bruche schwarz, an den Schichtflächen rötlich gefärbt. Sie wechsellagern mit Dolomitbänken. Die ganze Schichtfolge gleicht der am Passo dell'



Fig. 12.



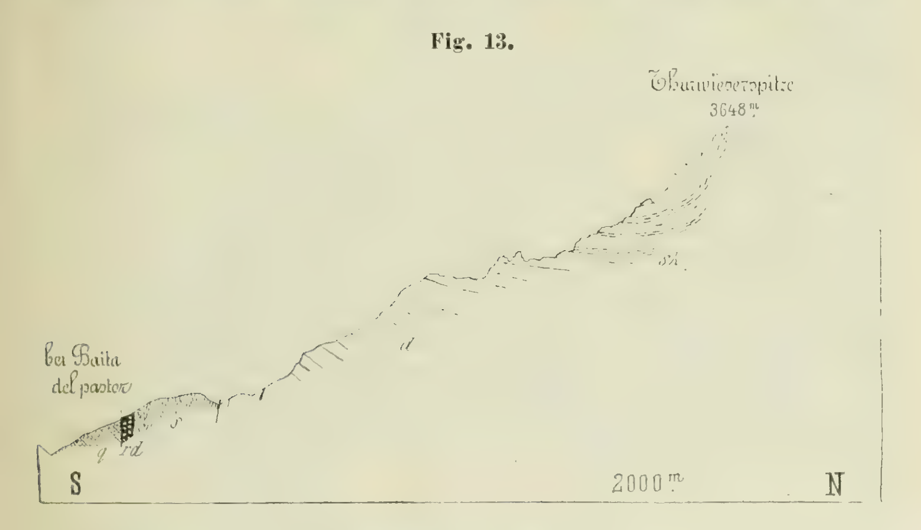
Blick von der Trafoier Eiswand zum Thurwieserspitz.

Nach der Natur gezeichnet.

Ables. Die sattelförmige Biegung ist keine zusammenhängende, sondern ein kleiner Bruch trennt Nord- und Südschenkel, was auch daraus ersichtlich, daß die Kalkschiefer sonst unmittelbar den Dolomiten entsprechen müßten. Der Umstand aber, daß zwischen diesen Schiefern und denen höher oben an der Wand auch der Unterschied der rötlichen Schichtflächenfarbe besteht, läßt die Annahme zu, daß sogar eine ziemlich beträchtliche Störung vorliegt und daß jener obere Schieferhorizont in der Schichtfolge über dem rötlich gefärbten liegt, was auch bei dem Profil vom Passo dell' Ables nordwärts die Erklärung vereinfachen würde.

Jene Antiklinale zieht quer durch die Südhänge der Trafoier Eiswand aufwärts gegen Osten und tritt dem ONO Streichen entsprechend auf die Nordseite über. Wenn man vom Gipfel der Trafoier Eiswand zum Thurwieserspitz hinüberschaut, sieht man, wie die Schichten im östlichen Teil des Verbindungsgrates gegen Süden fallen, während man selbst noch auf den nordfallenden des Nordschenkels steht. An der Ostwand des Thurwieser sieht man dann auch nur den Südschenkel des Sattels, gekennzeichnet durch die steilen gegen Süden abfallenden Schiefer, welche an dem kurzen Felssporn, den der Thurwieserspitz gegen Süden entsendet, rasch in flache Lagerung übergehen. An den Kamm, der vom Passo dei camosci gegen Süden zieht, legen sich die Schichten auch ganz flach; zwischen diese

Fig. 13.



Maßstab: 1:31.250.

q Quarzit. — *s* serizitische Phyllite. — *rd* Rauhwacke und brecciöser dolomitischer Kalk. — *d* Ortlerdolomit. — sk_1 schwarze Kalkschiefer.

flachen Schichten und den Südschenkel jener Antiklinale schiebt sich hier aber noch eine schmale Zone intensiver Faltung ein, die an den gleich südlich des Passes anstehenden Schieferdolomitschichten sehr klar zum Ausdruck kommt; der ganze Seitenkamm ist dann von den flachliegenden Dolomitbänken gebildet, nur am Kamm ist noch ein ganz flach muldenförmig eingesenkter Schieferhorizont erhalten geblieben. Das gleiche sehen wir an dem Profil vom Südsporn des Thurwieser abwärts bis zum Gletscherbach der Vedretta del Zebru. Hier ganz in der Tiefe dieses Seitentales richten sich die Dolomitschichten etwas steiler auf und dann gliedern sich nach Art eines Sattelschenkels sehr steil südfallende Dolomite in der Bachschlucht unten an. Es sind dieselben hellgrauen Dolomite, welche wir unterhalb der Zunge der Vedretta del campo getroffen haben und die dazwischen die mit Schutt überschütteten Terrassen bilden.

Damit haben wir die Aufschlüsse, welche der Trafoier Kamm bietet, beschrieben.

Wir sehen im Norden eine gewaltige überkippte, durch kleinere Fältelungen vielfach komplizierte Mulde, die als die tektonische Fortsetzung der Rhätmulden des Vitellitales auftritt. Daran gliedert sich (an der Südseite der Trafoier Eiswand) ein Sattel, der gegen Osten zum Eisķögele hinüberstreicht; gegen Westen setzt er sich in die gleichmäßig gegen Norden einfallende Schichtfolge des Kristallospitz unmittelbar fort; man muß also annehmen, daß auch er hier gegen Süden überkippt ist, während er östlich davon die normale Sattelform besitzt. Die kleine Faltenzone gleich südlich vom Camoscipaß kann ungezwungen als der Ansatz zu einer dazugehörigen kleinen überkippten Mulde gedeutet werden. Jener überkippte Sattel, beziehungsweise die Schieferhorizonte, die ihn kennzeichnen, setzen sich durch die Wände des Kristallokammes bis an den Fuß des Ablespasses hinüber fort und seine Fortsetzung bildet eine Stütze für die dort angewendete Erklärung der beiden dortigen Schieferhorizonte als Schenkel eines überkippten Sattels. Damit ist auch die Altersgleichheit der Schieferhorizonte gegeben, die schon aus der Gesteinsgleichheit gefolgert werden konnte. Die beiden südlichen Seitenkämme mit ihrer flachen Lagerung zusammen mit den steil gestellten Dolomiten an ihrem Südfuß bilden abermals eine Art Sattel: der Nordschenkel liegt flach, der Südschenkel ist nahezu saiger gestellt; der südliche Schenkel hat hier noch mehr den Charakter einer an der Zebrubruchlinie steil gestellten Scholle, aber in der Fortführung gegen Westen eröffnen sich beide Schenkel als regelrecht entwickelte Sattelschenkel, so daß man ihnen schon hier diese Bezeichnung geben kann. Dieser südliche Schenkel schneidet westlich der Mündung des Gletscherbaches der Vedretta del campo an der Zebrubruchlinie ab, gegen Osten wird er immer breiter.

Frech gibt in seiner oben zitierten Arbeit auch Bilder der Madatschkögel, sowie einige Angaben über die Lagerung der Schichten im Trafoier Kamm. Betreffs der Bilder verweise ich auf die hier gegebenen, die mir deshalb richtiger scheinen, weil sie, beziehungsweise die entsprechenden Photographien von günstiger orientierten Standpunkten aus aufgenommen wurden, so daß die starke perspektivische Verzerrung, wie sie zum Beispiel bei der Abbildung des Vorderen Madatschkogels vom Eisķögele aus sich ergibt, wegfällt, und die Vereinigung zweier von ganz verschiedenen Standpunkten aufgenommener Bilder unnötig wurde. Die wenigen Angaben über den Trafoier Kamm seitens Frech stimmen mit der hier gegebenen Darstellung im wesentlichen überein. Die schönen Faltungen an dem Vorderen Madatschkogel erwähnt bereits Gümbel in seiner Schrift von 1891 (Bäder von Bormio etc.).

Erwähnt sei noch, daß der Kamm vom Passo dei Camosci südwärts in seiner dem Zebrutal zugekehrten Wand eine schöne flache Schichtmulde zeigt, deren Achse NS streicht: wir haben also hier ein allerdings vereinzeltes Gebiet, das von zwei Seiten zu einer löffelartigen Form zusammengebogen ist.

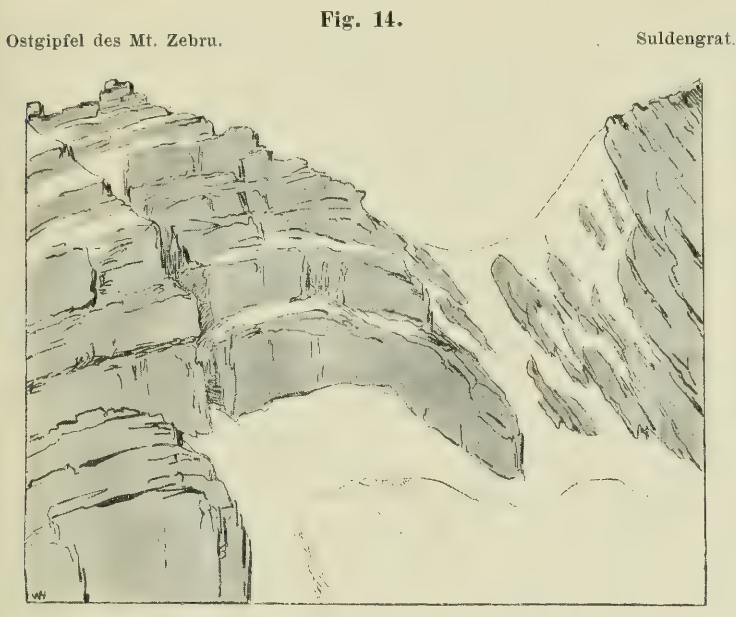
Monte Zebru und Königsspitz.

(Fig. 14—15.)

Bevor wir zum Ortler selbst übergehen, sei zuerst noch dieser südwestliche Teil des Ortlertriasgebirges beschrieben.

Das doppelgipfelige Felsmassiv des Monte Zebru besteht fast ausschließlich aus dem dunkelgrauen dolomitischen Kalk. Nur am SO-gipfel, sowie am Grat nahe ober dem Suldenjoch enthält dieser geringmächtige Einlagerungen von schwarzen Kalkschiefern. Die Schichten fallen am Grat und ebenso in der Nordwand und dem größten Teil der Südwand gegen den Ortler zu; erst im südöstlichen Teil des

Fig. 14.



Antiklinale unter dem Suldenjoch, gesehen vom Zebrugletscher.

Nach der Natur gezeichnet.

Berges, am Grat zum Suldenjoch und in der Wand über dem östlichen Flügel des Zebrugletschers tritt eine Änderung ein, indem die Schichten hier gegen SSO fallen; man sieht von diesem Gletscher aus sehr schön, wie die Schichten hier einen großen, ziemlich flach gewölbten Sattel bilden.

Der Sattel steht über dem Gletscher; gehen wir ungefähr in der Streichungsrichtung über diesen hinab bis zur Mailänder Hütte, so treffen wir in dem Felstal unter der Hütte und am Hüttenweg abwärts die Antiklinale wieder; ober der Hütte, bei der kleinen über die Wand herabhängenden Gletscherzunge fallen die Schichten noch bergein, an dem ganzen Kamm aber, der das Tal im Osten abschließt, beobachtet man steiles S-Fallen; gegen den Gletscher zu

verringert sich der Fallwinkel. Die weitere Fortsetzung haben wir schon oben bei dem Südprofil des Thurwieserspitz besprochen. Es ist die Antiklinale, welche in der Schlucht des Gletscherbaches der Vedretta del Zebru zu sehen ist und die sich gegen Westen bis zur Baita del campo fortsetzt und dann von der Zebrubruchlinie abgeschnitten wird.

Vom Suldenjoch an bis zur Ostschulter des Königsspitz baut sich der Grat aus steil S fallenden Schichten auf; ihre Schichtflächen bilden die jähen Plattenfluchten der Südwände. Ebenso kommen am ganzen Nordgrat (Mitscherkopf) durchweg die Schichtköpfe von steil S fallenden Bänken zutage. Und ebenso endlich besteht die Cima della Miniera und der obere Teil der Pale rosse aus diesen steil südfallenden Schichten. Sie gehören alle zusammen dem Südschenkel jenes Sattels am Monte Zebru an. Schon nordöstlich des Suldenjoches stehen am Zebru, wie oben erwähnt, schwarze Kalkschiefer an; in weit stärkerer Entwicklung erscheinen sie aber am Suldengrat (NW-Grat des Königsspitz) von der Abzweigung des Minierakammes an bis zum Gipfel und ebenso trifft man sie an der Cima della Miniera. Sie streichen ONO. Es sind hier dunkelgraue, streifige, dünntafelige Kalkschiefer, welche oft auch eine rötliche oder gelblichbraune Färbung auf den Schichtflächen besitzen, wodurch sie den südfallenden Schiefern an der Trafoier Eiswand sehr ähnlich werden. Nahe der Zebrubruchlinie sind die Schichten sehr steil aufgerichtet. Ein neues Moment kommt hier dazu durch das Auftreten von Eruptivgesteinen in Gängen; reich daran ist die Cima della Miniera. Ich habe in einer früheren Notiz [1]) bereits die Gänge von Diorit und Hornblendeporphyrit beschrieben, welche in der Südwand aufsetzen. Ebenso sind nahe unter dem Gipfel an der Westseite solche vorhanden, begleitet von intensiven Verfaltungen des Dolomits und der Schiefer. Auch hier ist weißliche Färbung des Dolomits im Kontaktbereich zu sehen. Weitere solche Gänge treten in dem Kamm auf, östlich oberhalb des Weges zur Mailänder Hütte ebenfalls von Kontakterscheinungen im Dolomit begleitet. Es ist aber auch das Massiv der Königsspitze von solchen Porphyritgängen durchzogen; so beobachtet man zwei derartige beim Aufstieg über dem Mitscherkopf; mehrere scheinen mitten in der furchtbaren Eiswand an der Nordostseite hervorzubrechen, soweit nach der Färbung der Felsen geschlossen werden kann. Endlich durchziehen mehrere Porphyritgänge den Nordostgrat der Königsspitze. Von allen diesen findet man auch in den Moränen des Suldenferners Bruchstücke in großer Menge, wie dies auch bereits Rothpletz [2]) angibt. Die Berichtigung der irrtümlichen Frech schen Angaben über diese Porphyrite wurde schon in der Voranzeige gegeben.

Ein weniger einfaches tektonisches Bild als die Süd- und Westseite der Königsspitze gewährt der Anblick ihrer Ostseite: wir sehen hier die Schichten in Falten gelegt, und zwar eine große Falte mit nahezu saiger stehendem Mittelschenkel und ganz flach liegendem Südschenkel; ebenso liegt der Nordschenkel flach, ist selbst aber nochmals

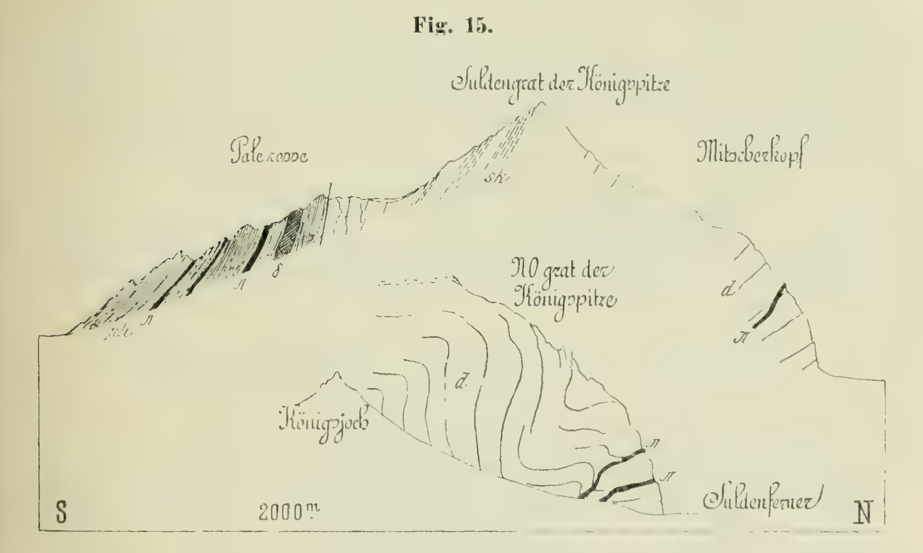
[1]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1902.

[2]) Rothpletz, Alpenforschungen II.

in eine kleine gleichgeformte Falte verbogen. Oberhalb des Königsjoches in der unmittelbaren Nähe der Zebrubruchlinie sind auch die Schichten des Südschenkels wieder steil gestellt. Das Gestein ist fast durchweg der graue „Ortlerkalk", soweit ich es vom Gletscher aus und an den herabgestürzten Blöcken gesehen habe, durchzogen von den oben genannten Porphyritgängen. Die schwarzen Schiefer sind nur im oberen Teil des Nordostgrates in flachliegenden Schichten zu sehen.

Die große Felsinsel zwischen der üblichen Anstiegsroute zum Königsjoch und den Gletscherbrüchen besteht zum Teil auch noch aus Triasdolomit, zum Teil aus Chloritschiefer.

Fig. 15.



Maßstab 1:31.250.

ph Phyllit. — *d* Ortlerdolomit. — *sk* schwarze Kalkschiefer. — π Porphyrit. — δ Diorit.

Ein weiteres ganz einzeln liegendes Restchen von Trias findet sich endlich noch bei der Schaubachhütte. Der Kopf mit dem Vermessungssignal ober der Hütte besteht aus Rauhwacke und unter ihr liegt an dem kleinen Bach, der vom Ebenen Wandferner herabkommt, ein grobkristalliner, hellgelblichweißer, bituminös riechender Kalk mit einzelnen dunkelgrauen schiefrigen Zwischenlagen (2—3 *cm* dick). Durch Vegetation getrennt steht gegen die Hütte zu als Liegendes beider weißer, plattiger, aplitischer Serizitgranitgneis an. Etwas weiter nordwärts am Bach liegt die Rauhwacke direkt auf dem Gneis. Über ihr liegt Moränenschutt.

Die Rauhwacke bildet den ganzen Rücken, der das Signal trägt, dann verschwindet das Anstehende unter den Moränen des Ebenen Ferners. Die Moränen aber führen noch bis an ihr oberes Ende

unter dem Madritschjoch Blöcke dieser Rauhwacke, ein Zeichen, daß diese unter dem Ebenen Ferner noch weiterhin ansteht.

Dies das Verzeichnis des Anstehenden.

Die obengenannten Falten der Ostwand wurden von Frech zuerst erkannt und dargestellt; „liegende“ Falten, deren „Scheitel gegen Südost, nach dem Königsjoch zu gerichtet sind“, sind es allerdings gerade nicht, denn ihr Mittelschenkel steht nahezu saiger und erscheint nur in der perspektivischen Verschiebung des Bildes von der Schaubachhütte aus als liegend. Ich habe in dem Profil 15 diese Falten auf die Profilebene projiziert eingezeichnet — die Ostwand liegt sonst außerhalb der Ebene — was in Rücksicht auf die Steilheit der Wand und die Nähe der Querschnittsebene erlaubt sein mag. Sie erscheinen dann als eine Art von Stauchungsfalten an der Zebrubruchlinie, die gegen das Innere des Ortlertriasgebietes geneigt sind, im Gegensatz zu den Süd- und Südost gerichteten überkippten Falten des westlich gelegenen Teiles. Der gleichmäßig geformte Schichtsattel des Zebru nimmt hier eine Mittelstellung zwischen beiden ein.

Im ganzen betrachtet, gliedern sich also in dem südöstlichen Teil des Ortlertriasgebirges eine große Falte, begleitet von ein paar kleinen, an die tektonischen Elemente, welche wir am Trafoier Kamm kennen lernten, mit gleicher Streichungsrichtung an und werden im Süden und Südosten von der Zebrubruchlinie schief abgeschnitten.

Der Ortler und der Kamm zum Hochleitenspitz.

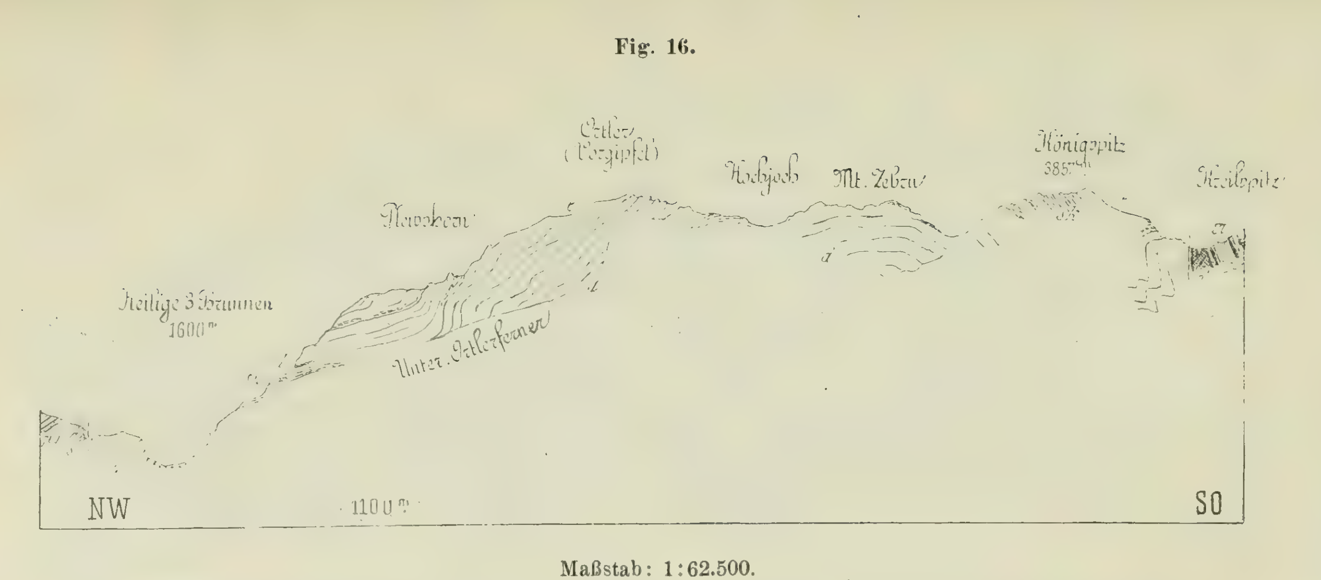
(Fig. 16—24.)

Nach zwei Seiten stürzt der Ortler in hohen Wänden ab: auf der Ostseite ragen diese Wände durchschnittlich 1200 *m* über dem kristallinen Sockel im Suldental auf; an der Westseite fällt der Ortler an den „Hinteren Wantln“ und dem Pleißhorngrat 500—600 *m* tief zum unteren Ortlerferner ab, gegen Norden dagegen ist die Abdachung eine allmähligere und bietet deshalb dem oberen Ortlerferner Raum zur Entwicklung seiner Firn- und Eismassen. Im Süden bildet der schmale scharfe Felsgrat, welcher zum Ortlerpaß und zum Hochjoch zieht, die Verbindung mit den früher beschriebenen Teilen.

Dieser Felsgrat — **Hochjochgrat** genannt — besteht in seinem zum Hochjoch ziehenden Ast aus schwarzen dünnplattigen Kalkschiefern. Diese liegen näher dem Joch ganz flach, gegen den Ortler zu neigen sie sich allmählich immer mehr gegen NW und biegen sich in der Gegend der Harprechtrinne flexurartig zur Basis der Ortlerwände herab, wo sie wieder flacher unter ihn einfallen.

Der zum Ortlerpaß abfallende Zweig besteht aus ganz undeutlich geschichtetem brecciösem Dolomit. Vom Vereinigungspunkt an aufwärts bis zum Ortlervorgipfel (Punkt 3862) fallen die deutlich gebankten Dolomite steil gegen den Ortler ab und streichen ungefähr NO—SW. Nur an zwei oder drei Stellen kommen nochmals ganz geringmächtige Einschaltungen von schwarzen Schiefern im Dolomit vor, so am oberen Ende der schmalen Firnschneide am Vereinigungspunkt.

Fig. 16.



Maßstab: 1:62.500.

pg quarzitischer Phyllitgneis. — *ph* Phyllit. — *π* Porphyrit. — *δ* Diorit. — *s* Serizitquarzite des Verrucano. — *d* Ortlerdolomit. — *sk* schwarze Kalkschiefer. — *L* Lithodendronbank. — *e* Eis.

Bei den „**Hinteren Wantln**“ sieht man aus der Entfernung mehr als bei einer Durchsteigung. Günstige Punkte dazu sind der Nashorngrat und die Trafoier Eiswand. Ich füge hier eine von letzterem Standpunkt aufgenommene Zeichnung ein. In den Hinteren Wantln sieht man die dicken Bänke des Dolomits flach gegen NW fallen, die durch Schneebedeckung noch mehr hervortretenden Schichtplatten neigen sich flach gegen das Pleißhorn zu. Gegen die oberste Nische des Ortlerferners nimmt die Neigung zu und es entwickelt sich dergestalt ein Übergang in die steilstehenden Bänke des Hochjochgrates. Am äußeren Ende der Hinteren Wantln, an der Wand des Pleißhorns, gegen den Unteren Ortlerferner sieht man die Schichtbänke saiger aufgerichtet, wobei die Umbiegung aus der flachen Lage eine rasche ist. Im tieferen Teil der Wand tritt diese Saigerstellung schon weiter oben über dem Gletscher auf. Am Nordwestgrat des Pleißhorns aber tritt sofort wieder flache Lagerung ein und in den unteren Teilen der Wand tritt die Änderung mit bruchartiger Raschheit ein. Die Lagerung am **Pleisshorngrat** sieht man gut von den Höhen über dem „Weißen Knott“ aus, überdies aber ist dieselbe auch bei der Begehung des über ihn führenden „Meraner Weges“ im Detail gut zu studieren. Im obersten Teil fallen die Schichten stark gegen den Ortlerferner ab, das Streichen geht hier von NNW nach SSO und dieses Streichen hält am ganzen Weg, soweit er dem Kamm nachgeht, an, unterbrochen von einzelnen Knickungen zu saigerer Stellung; die gleiche Fall- und Streichrichtung beobachtet man aber auch an den Wänden jenseits der „Sticklen Pleiß“ unter den Eisabbrüchen des Oberen Ortlerferners. Im unteren Teil des Kammes wird die Lagerung flacher und gleichzeitig vollzieht sich eine Änderung im Streichen: in den Wänden ober der Berglhütte und am Wege von ihr zum Ortlerferner hinein streichen sie NO bis NNO und fallen flach gegen das Trafoiertal zu und dieselbe Schichtneigung besitzen die großen Plattenfluchten unterhalb der Berglhütte bis Heiligdreibrunnen hinab. Nur an der Seite der Sticklen Pleiß bleibt das NNW-Streichen bis zum Fuß herab. Betreffs der Schichten ist folgendes anzuführen: die Hinteren Wantln zeigen nur Ortlerdolomit. Am Sattel oberhalb des Pleißhorns stehen die schwarzen Kalkschiefer an und streichen auch in die Wände über der Sticklen Pleiß hinaus. Desgleichen trifft man solche im oberen Teil des Pleißhorngrates (an der Schulter, unterhalb der Stelle wo man gewöhnlich die Pleiß überquert), geringmächtige Lagen finden sich auch noch etwas tiefer an mehreren Stellen. In größerer Mächtigkeit aber bilden sie die Terrasse, auf der die Berglhütte steht. Hier ober der Hütte am Fuß der Wände steht eine Lithodendronkalkbank an und ebenso beobachtete ich eine solche an der eben genannten Schulter im oberen Teil des Grates.

Die nahezu gleichförmig mit dem Gehänge abfallenden Dolomitbänke unterhalb der Berglhütte stoßen in der Schlucht des Abflusses des Unteren Ortlerferners unvermittelt bruchartig mit den NW—SO streichenden und SO fallenden Bänken am Fuß des Madatschkogels zusammen.

An der Suldener Seite des Ortler springen zwei steile Grate

Fig. 17.



Die „Hinteren Wantln“ des Ortler, von der Trafoier Eiswand gesehen.

Nach der Natur gezeichnet.

aus den Wänden vor: der „Hintere Grat" und der „Marltgrat", von denen besonders der letztere ein vortreffliches Profil bietet.

Das Streichen der Schichten in den ganzen östlichen Wandfluchten des Ortler schwankt wenig um die NS-Richtung mit westlich bergeinwärts gerichtetem Fallen.



Fig. 18.



Pleißhorngrat des Ortler, gesehen vom Kamm ober dem Weißen Knott.

Nach der Natur gezeichnet.

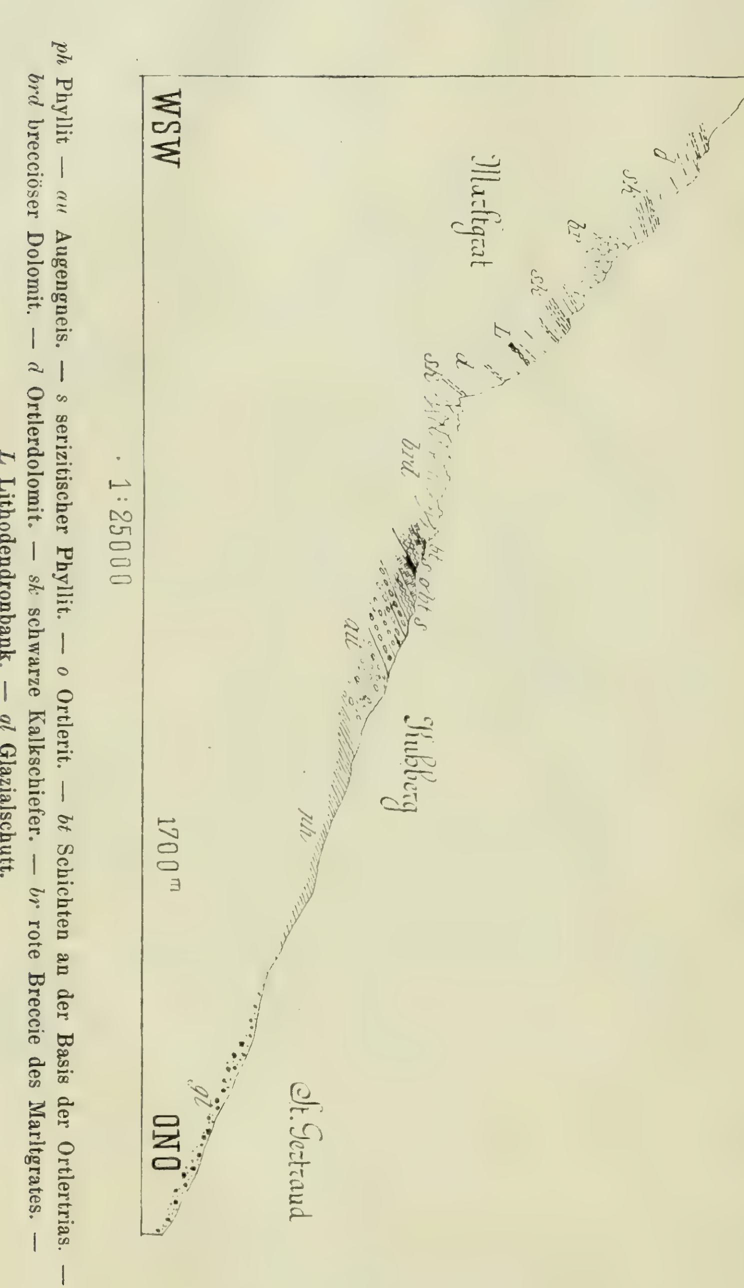
Der **„Hintere Grat"** besteht in seinem untersten Teil, von der Rauhwacke am begrünten ebenen Kamm ober der Schönleiten an bis nahe zum Oberen Knott (Punkt 3461 der Alpenvereinskarte) hinauf aus dickbankigem grauem Dolomit, der mit mittlerem Neigungswinkel unter den Ortler einfällt. Kurz vor Erreichen des Oberen Knott begegnet

man einer größeren Einlagerung von schwarzen Kalkschiefern, deren Bergeinfallen an der südlichen Wand sich rasch flexurartig versteilt. Sie tauchen unter den Suldenferner. Der ganze unausgeprägte Seitenast aber, der vom Oberen Knott längs dem Suldenferner gegen SO sich absenkt und aus dem gleichen splittrigen grauen Dolomit besteht wie der Hauptast des Hinteren Grates, zeigt NW-Streichen und steilen Schichtabfall zum Suldengletscher. Auch die Felshöcker am Oberen Knott selbst zeigen zum Teil ein solches NW-Streichen, hier aber mit steilem Nordgefälle. Gleich daneben am unteren Rand der Firnkappe setzt wieder das normale NS-Streichen ein; es liegen hier noch schwache Kalkschieferlagen zwischen dem dünnbankigen Dolomit. Vom Oberen Knott bis zum Signal ist der Grat zum größeren Teil von Firn überdeckt. Wo dieser Firnkamm unter dem „Signal" (Punkt 3723 der Alpenvereinskarte) endet, steht wieder eine mächtige Schicht der schwarzen Kalkschiefer an: es ist dieselbe Lage, welche am Hochjochkamm ansteht, dann im untersten Teil der Wände des Ortler durchstreicht und nun hier den Hinteren Grat überquert. Am Signal selbst zeigen die Dolomitbänke dieses Felszackens wieder das Streichen parallel dem Grat mit sehr steilem N-Fallen, während die schwarzen Kalkschiefer und die über dem Signal folgenden Teile des Grates das NS-Streichen und W-Fallen besitzen. Über dem Signal folgt zunächst wieder eine längere Firnschneide, dann dünnbankige, dunkelgraue, kalkige Dolomite (bei der „Platte"), die dann in den undeutlich geschichteten grauen Dolomit übergehen, der den obersten Teil des Grates zusammensetzt.

Diese NW streichenden Partien können fast nur als Schollen begriffen werden, welche an einen oder mehreren dem Grat parallel laufenden Verwerfungen eingebrochen sind. Die NW-Richtung dieser Verwürfe stimmt überein mit den Anzeichen von NW verlaufenden kleinen Brüchen, welche an der Tabarettakugel bemerkbar sind; vielleicht sind parallele Störungen am Ausgang der Hohen Eisrinne die Fortsetzung jener. Auch das Aussehen der glatten rötlichen Wände, mit denen der untere Teil des Hinteren Grates gegen den Suldenferner abbricht, läßt dies schon vermuten.

Ein vollständigeres Profil als der Hintere Grat bildet der fast rein felsige **Marltgrat**. Die am Kuhberg anstehenden Gesteine an der Basis des Grates übergehe ich zunächst, um sie im Zusammenhang mit der ganzen Triasbasis vom Ortler bis zum Zumpanell zu beschreiben, und beginne gleich mit dem ersten, fast horizontal verlaufenden, aber sehr zackig geformten Stück des Grates. Dieser besteht aus dunkelgrauem, etwas sandig sich anfühlendem, sehr dolomitischem Kalk, der großenteils primärbrecciöse Struktur an sich trägt, aber auch sekundär zertrümmert ist und dementsprechend seine Schichtung nicht erkennen läßt. Er enthält undeutliche Versteinerungsspuren (weiße Pünktchen und Stielchen); vom oberen Ende dieses Kammstückes steigt der Grat plötzlich außerordentlich steil pfeilerartig in die Höhe. Am Fuß des Steilaufschwunges kommt ein etwa 1 *m* mächtiges Lager schwarzer Kalkschiefer, begleitet von gut gebanktem grauen Dolomit, zutage. Der ganze Steilaufschwung, der dem Kletterer ein zwar sehr steiles, aber sicheres und fröhliches Emporturnen ge-

Fig. 19.



ph Phyllit — *au* Augengneis. — *s* serizitischer Phyllit. — *o* Ortlerit. — *bt* Schichten an der Basis der Ortlertrias. — *brd* brecciöser Dolomit. — *d* Ortlerdolomit. — *sk* schwarze Kalkschiefer. — *br* rote Breccie des Marltgrates. — *L* Lithodendronbank. — *gl* Glazialschutt.

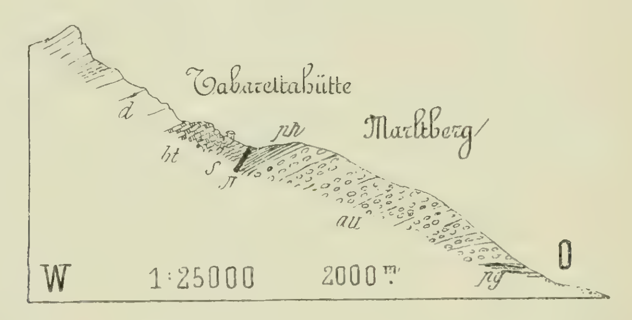
stattet, besteht bis zum ersten erkerartigen Vorsprung („Turm“) aus einem dickbankigen grauen Dolomit, der steil bergein fällt (Streichen NS). In seiner Mitte und an seinem oberen Ende findet sich eine sehr geringmächtige Lage schwarzen Kalkschiefers; nahe unter dem oberen Ende eine etwa 2 *m* starke Bank von Lithodendronkalk. Der Dolomit reicht auch noch über das genannte Eck hinauf, wird aber hier zusehends dünnbankiger, gebändert, und schließlich gehen aus ihm bei der ersten kleinen Firnschneide schwarze, blättrige, klingende Schiefer hervor, stellenweise mit einem schwach glimmerigen Anflug auf den Blattflächen. Gleich darauf folgt die zweite kleine Firnschneide. Über ihr besteht der hier stark verbreiterte Grat aus einer weinrot oder rostigrot angelaufenen Breccie mit Kalzitüberzügen auf vielen Spaltflächen und Kalzitdrusen. Es ist ein Gestein, das sehr an die Gesteine am Passo dell'Ables (Kamm) erinnert, aber viel mehr brecciös ist und durch seine Zertrümmertheit und Brüchigkeit diesen Teil (zusammen mit den darüberfolgenden Schiefern) zu dem gefährlichsten und unangenehmsten der ganzen Tour macht. Auf ihr liegen graue Dolomite, dann schwarze Kalkschiefer, welche wieder von dünnbankigem bis tafeligem Kalk mit bräunlichen Überzügen auf den Schichtflächen überlagert werden, dann folgen dunkler Kalk mit weißen Kalzitadern, Kalkschiefer, gebankter Dolomit, endlich unmittelbar unter dem „Turm“ vor der dritten Firnschneide schwarze, dünntafelige Schiefer, die von einer mächtigen ungeschichteten Dolomitbank beschwert werden, welche den Gipfel des „Turmes“ bildet. Bei allen den letztgenannten Schichten ist das Fallen viel flacher als im unteren Teil des Grates. Im Bereich der Breccie und in derem nächsten Hangenden ist die Lagerung zerrüttet und nicht näher bestimmbar. Dieser „Turm“ ist der Vereinigungspunkt des Hauptgrates mit dem gegen den Marltferner hinabsinkenden kleinen Seitengrat. Ober ihm folgt wieder eine Firnschneide und dann der letzte größere „Turm“. (So werden diese Schultern oder Staffel des Grates in Bergsteigerkreisen fälschlich benannt.) Dieser besteht im unteren Teil aus festem, wenig geschichtetem grauen Dolomit, welcher nach oben in dünnbankigen bis plattigen dunkelgrauen Dolomit übergeht. Ober diesem Turm ragt nur noch ein kleines Felsköpfchen aus der langen Firnschneide empor, die sich ober diesem dann in großer Steilheit bis zur Hochfläche des obersten Ortlerfirns hinaufschwingt. Jenes Köpfchen zeigt eine Breccie von dunklem bis schwarzem dolomitischen Kalk mit weißen Kalzitadern. Die Serien der schwarzen Kalkschiefer und dünnbankigen Dolomite über der roten Breccie ziehen quer durch die Wände über die „Schückrinne“ zum Hinteren Grat: es sind die Schiefer zwischen Signal und Oberen Knott. Die dünnbankigen dunklen Dolomite bei der „Platte“ entsprechen denen am „obersten Turm“ des Marltgrates. Die rote Breccie ist am Hinteren Grat nicht mehr zu sehen. Die tieferen Schieferhorizonte lassen sich schwer durch die unzugänglichen Wände an der Nordseite des Oberen Knott verfolgen; vielleicht daß der Horizont am oberen Knott selbst den Schieferhorizonten an den unteren Firnschneiden des Marltgrates entspricht.

Damit ist der Ortler selbst beschrieben und ich füge gleich

die Darstellung des **Hochleitenkammes** an, der in seiner Niedrigkeit und geringen Entfaltung gegenüber der gewaltigen geschlossenen Masse des Ortler nur als ein Ausläufer derselben erscheint. Er trägt drei Gipfelerhebungen: die Tabarettaspitze, orographisch nur als Abzweigungspunkt des Seitenkammes der Tabarettakugel hervortretend, die Bärenköpfe, welche ebenfalls einen Seitenkamm gegen das Trafoital vorstrecken, und endlich der Hochleitenspitz, der am ehesten auf den Namen Gipfel Anspruch erheben kann. Von ihm sinkt der Kamm rasch zur begrünten Höhe des Zumpanell ab; gegen Osten fallen sie alle in einer ungegliederten langen Wandflucht ab. Erst im kristallinen Sockel tritt auf dieser Seite eine Talbildung ein.

Der Gipfel der Tabarettaspitze ist von einem breiten Bande von schwarzen Kalkschiefern umgürtet — am Hamburgerweg sind sie bequem zu sehen. Teilweise besitzen sie gelblichbraune Übergänge. Sie streichen NS und fallen mäßig gegen W ab. Beiderseits


Fig. 20.



pg Phyllitgneis. — *au* Augengneis. — *ph* Phyllit. — *s* serizitisch-quarzitische Schiefer. — *bt* Schichten an der Basis der Ortlertrias. — *d* Ortlerdolomit.

der Spitze besteht der Kamm aus grauem Dolomit mit gleicher Lagerung.

Der Kamm der Tabarettakugel besteht ausschließlich aus dolomitischem Kalk (Ortlerdolomit). Die Form des Berges entspricht der Lagerung der Gesteinsbänke: diese streichen an der Südwestflanke NNW—SSO und fallen gleichsinnig und gleich stark wie das Gehänge. Am Weg von der Edelweißhütte zur Berglhütte mißt man an den Felshügeln unterhalb des Tabarettagletschers NW—SO-Streichen und SO-Fallen der gleichen Gesteine. Nur am Fuß der in senkrechter Wand abbrechenden Schichtköpfe an der Nordostseite des Berges lehnen einzelne steilstehende und abweichend streichende kleine Schollen. Auch am Eck zwischen Tabarettatal und Südostflanke der Kugel beobachtet man kleine gestörte Partien.

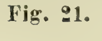
Ein gutes Querprofil über den Hochleitenkamm bietet ein Aufstieg über die Tabarettawände zur „Durchfahrt“ und der westliche Seitenkamm der Bärenköpfe, welcher Tabarettatal und Hochleitenkar trennt. Das Profil über die Tabarettawand habe ich in der Voranzeige bereits beschrieben. Der besseren Übersicht wegen sei es

hier wiederholt: Über den Basisschichten (Gümbels Muschelkalk) lagert eine etwa 200 *m* mächtige Masse hellgrauen feinkörnigen Dolomits (sehr dolomitischer Kalk) ohne deutliche Schichtung. Gegen oben zu wird er dunkler. Er riecht etwas bituminös. Darauf folgt ein schwärzlichgrauer Dolomit, stellenweise etwas brecciös und mit weißen Kalkspatadern, ganz untergeordnet stecken darin auch ein paarmal dünnplattige Lagen von schwarzem Kalk, so bei dem Drahtseil am Weg. Zwischen diesen lagert ein schwarzer Dolomit mit grobspätigen Kalkspatnestern, über der oberen Lage brecciöser Dolomit; dann liegen bis zum Joch hinauf schwärzlichgraue, sehr dolomitische Kalke. Die Schichtbänke streichen auch hier noch ebenso wie in den Ortlerwänden NS und fallen ziemlich stark gegen W. In dieser Lagerung bilden dieselben Dolomite auch den Grat von der Durchfahrt zu den Bärenköpfen, manchmal noch mit schmächtigen Einlagerungen schwarzer dünnplattiger Kalke. An den Bärenköpfen sind die Bänke steil gestellt, wobei auch kleine Störungen zu beobachten sind, die mit dem Querbruch, der gleich nördlich der Bärenköpfe über den Grat schneidet, zusammenhängen dürften. Nördlich der Abzweigung des Westkammes nämlich kommt am Grat eine Stelle, wo in einer quer über den Grat ziehenden Zone das Gestein ganz zertrümmert und in dolomitische, stellenweise in Rauhwacke übergehende Breccie umgewandelt ist; jenseits nördlich derselben ist das Fallen der Schichten auf einmal flach, während südlich davon die Schichten fast saiger stehen. Die flachliegenden Schichten sind dünnbankige dolomitische Kalke. Unter ihm liegen wieder die dunkelgrauen Dolomite mit einer Einschaltung von schwarzem Kalkschiefer. An dem Kopf südlich über dem Hochleitenjoch und an diesem selbst steht dann ein hellgrauer Dolomit an mit NNW-Streichen. Wir kommen hier, indem wir über den Grat absteigen, offenbar wieder in tiefere Teile des Tabarettaprofils herab. Doch wir wollen zunächst das Querprofil vom Suldener zum Trafoier Tal vollends abgehen, bevor wir dem Hochleitenspitz uns zuwenden.

An dem von den Bärenköpfen gegen Westen herabsinkenden Seitenkamm fallen im oberen Teile die Dolomitbänke steil gegen Westen ab. Auch an dem Sattel, an dem die zur Payer-Hütte führenden Wege jenen überschreiten, ist der Neigungswinkel der Schichten noch ein sehr großer, bei nordsüdlichem Streichen. Wir haben hier von der Stelle, wo der Gomagoier Weg den Kamm quert, abwärts bis zu der Stelle, wo der Trafoier Weg ihn von unten herauf zuerst erreicht, eine Folge von brecciösem Dolomit, auf diesem dünnbankige bis dünntafelige, klingende, schwarze Kalkschiefer und in ihrem Hangenden eine Bank von Lithodendronkalk. Weiter gegen Westen längs dem ganzen sich wieder aufschwingenden und dann steil gegen Trafoi absinkenden Kamm liegen dann durchweg die dunkelgrauen zuckerkörnigen Dolomite. Das Streichen ist hier am Kamm NNW—SSO bei sehr steilem W-Fallen. Auch am Nordfuße der nordseitigen Wand des Kammes mißt man NNW-Streichen. Der Fallwinkel verringert sich im Gehänge, das auch hier, ebenso wie an der Tabarettakugel, so ziemlich mit den Schichtplatten gleich geneigt ist.

Von dem Wegsattel aufwärts gegen die Bärenköpfe muß noch

Fig. 21.



pg Phyllitgneis. — *au* Augengneis. — *s* serizitische Schiefer. — *r* Rauhwacke. — *bt* Schichten an der Basis der Ortlertrias. — *d* Ortlerdolomit. — *sk* schwarze Kalkschiefer. — *L* Lithodendronbank.

eine Lithodendronbank anstehen, da zahlreiche Blöcke davon auf der Halde liegen; im Anstehenden habe ich sie nicht gesehen.

Die schwarzen Kalkschiefer des Sattels streichen zur Edelweißhütte hinüber, unterhalb der man sie trifft, und Spuren derselben finden sich auch noch am Weg von der Edelweißhütte aufwärts. Hier ober dieser Hütte hat sich das Streichen auch gegen NNW gedreht (Fallen immer steil W). Alle Umstände deuten also darauf, daß die schwarzen Schiefer am Tabarettaspitz die Fortsetzung derer am Wegsattel sind.

Die breite Mulde des Tabarettatales ist größtenteils von Moränen erfüllt. Ober der Schäferhütte tritt aber an der Talstufe der Fels zutage in Gestalt eines dünnbankigen grauen Dolomits, in dem einzelne wenige Lagen von dünntafeligen schwärzlichen Kalkschiefern stecken, wodurch die ganze Felsgruppe etwas an die Gesteine an der Wegscharte erinnert. Im unteren Teil liegen sie NNW streichend und flach SW fallend, höher oben drehen sie sich mit allerlei Verbiegungen zu NO-Streichen herum und dieses beobachtet man auch an den Felsknoten weiter nördlich der Schäferhütte. Die hohe Felsstufe, ober welcher das Tal gegen das Trafoier Tal in die Luft ausgeht, besteht aus dem weitverbreiteten dunkelgrauen Dolomit (oder sehr dolomitischen Kalk), dessen dicke Bänke gegen das Tal abfallen bei NW- bis NNW-Streichen. Wo das Steiglein durch die Felsen hinaufführt, sind diese ganz brecciös und zertrümmert und abweichend von der Hauptmasse bergein fallend, was mit den verschiedenen Störungen an der Tabarettakugel korrespondiert.

Es erübrigt nun noch den Hochleitenspitz zu beschreiben, um die Darstellung des triadischen Hochgebirges abzuschließen.

Ich habe oben schon bemerkt, daß man beim Abstieg vom Bärenkopf zum Hochleitenjoch sich wieder in tiefere Teile des Tabarettaprofils herabbegibt, und in ähnlicher Weise durchsteigt man einen Teil jener Profilfolge wieder aufwärts, beziehungsweise abwärts, wenn man den Hochleitenspitz längs des Grates vom Joch zum Zumpanellberg überquert. Der obere Teil des Berges besteht aus dem dunkelgrauen Dolomit, darunter folgen am Joch und gegen den Zumpanell zu hellere Dolomite, beide stellenweise mit primärer Breccienstruktur; letztere werden unterlagert wieder von dunkleren, teils brecciösen Dolomiten und dünnen, bankigen, streifigen dolomitischen Kalken, in denen wieder zahllose weiße Pünktchen und Stielchen sitzen und darunter folgen dann einige Vertreter der Basisschichten. Die Streichungsrichtung ist NNW—SSO, die Fallrichtung WSW. Am Kamm Joch-Gipfel treten wohl infolge lokaler Verrutschungen auch ostfallende Lagen auf. In den nordwestlichen Wänden der Spitze dreht sich das Streichen immer mehr gegen NW bis zu WNW—OSO herum bei gleichbleibendem Sinn des Fallens (SW, beziehungsweise SSW).

Nun sei, um das Bild des Ortler vollständig zu machen, noch seine **Basis im Osten** und **Norden** beschrieben.

Längs dieses Randes werden die triadischen Dolomite von einer Schichtfolge unterlagert, die Gümbel zuerst beschrieben und zum „Muschelkalk“, beziehungsweise zu den Partnachschichten gestellt hat. Er hat die Schichtfolge nur am Tabarettaweg (Marltrücken—Durchfahrt) gesehen.

Ich gebe in der beifolgenden Tabelle nun petrographische Profile von den drei Stellen an der Ostseite des Hochleitenkammes, wo diese Schichten am besten und in ungestörter Aufeinanderfolge zu sehen sind. Es ist die bekannte Stelle am Weg über den Marltrücken (nicht zu verwechseln mit dem Marltgrat, welcher südlich des Marltferner liegt) zur Durchfahrt und zwei von den beiden Begrenzungsrücken des Zoppgrabens (unterhalb des Hochleitenjoches).

I. Tabarettaweg.

10 *m* lichtgrau verwitternde, schwärzliche, dünnplattige, dolomitische Kalke, etwas streifig und mit fleckigem Glimmerbelag, zu unterst brecciös;

1 *m* zerquetschte, schwärzliche, blättrige Schiefer mit großen weißen oder gelblichen Kalkspatadern und Knauern;

3 *m* lichtgrauer Dolomit;

10 *m* ziemlich dünnbankige, streifige, dolomitische Kalke mit ganz schwachem glimmerigem Belag auf den Schichtflächen;

20 *m* Wechsel von schwarzen feinblättrigen Schiefern mit etwas Glimmerbelag und dünnplattigem (seltener dickplattigem), schwarzem dolomitischen Kalk, etwas gelblich verwitternd.

Darüber folgt dann der lichtgraue massige Dolomit, der den unteren Teil der Wände bildet und das erste Glied des früher beschriebenen Profils über die Durchfahrt bildet. Die untersten Schichten liegen bei der Tabarettahütte auf rötlichem, quarzreichem Phyllit, westlich der Hütte an einer Stelle direkt auf einer Lage von Granitgneis; dabei ist die Lagerung in der unmittelbaren Umgebung der Hütte etwas gestört, gutenteils jedenfalls nur infolge jüngster Verrutschungen; die weiteren Teile des Profils liegen flach bergein fallend. Von einem „Übergang“ zwischen den Phylliten und den Kalkschiefern, wie ihn Gümbel besonders betont, vermochte ich nichts zu sehen, vielmehr erscheint mir die Grenze zwischen Kristallinem und Trias vollständig scharf. Daß die untersten über dem kristallinen Boden transgredierenden Schichten viel feine Glimmerschüppchen enthalten, ist unmittelbar erklärt durch die Entstehung der Gesteine über einem kristallinen Erosionsrelief. Der „rauhwackenartige Kalkstein“ Rothpletz' entspricht dem oben genannten untersten brecciösen Lager des Dolomits; eine Rauhwacke von der Art, wie sie sonst an der Suldener Basis zu beobachten ist, oder der Zellendolomit, aus dem sie hervorgeht, fehlt hier.

II. Zoppgraben.

a) Nördlicher Begrenzungsrücken:	*b*) Südlicher Begrenzungskamm:
Rauhwacke;	Rauhwacke;
40 *m* schwärzliche, hellgrau verwitternde Kalkschiefer, dünnplattig, mit schwärzlichen, glimmerigen Flecken, wechsellagernd mit dickbankigen, dunkelgrauen, dolomitischen Kalken;	schwarzer, streifiger Kalk, teilweise scheitartig brechend und
2 *m* lichtgelblichgraue Tonschiefer, mild, blättrig;	feinblättrige lichtgelblichgraue milde Tonschiefer;
dickbankiger, ziemlich lichtgrauer dolomitischer Kalk;	lichtgrauer Dolomit; dunkelgrauer Dolomit mit Kalzitadern; lichtgrauer Dolomit;
20 *m* schwarze Kalkschiefer, manchmal etwas glimmerig auf den Flächen, dünntafelig, zu oberst scheitartig brechend;	streifige, dunkle Kalkschiefer mit fleckigem Glimmerbelag, meist dünnplattig;
4—5 *m* lichter, weißlichgrauer, gelb verwitternder brecciöser Dolomit;	weißlicher, teilweise rauhwackenartiger, gelblich anwitternder Dolomit; streifige Kalkschiefer mit Glimmerbelag;

brecciöser, dunkelgrauer, dolomitischer Kalk.

Dieses sind die vollständigsten Profile. In den Taltrichtern ist meist alles von Schutt überworfen, an den anderen Rücken sind Störungen oder zu starke Vegetation hinderlich für die Gewinnung eines Profils. Im Trichter des Zoppgrabens sind nur die milden, hellen Tonschiefer sehr gut aufgeschlossen. Im nächstsüdlichen Graben — Steinlaufgraben — welcher die Verbindung mit dem Tabarettaprofil bildet, schneidet ein Querbruch durch, am Nordufer des Trichters finden wir eine kleine Scholle von dem dunkelgrauen dolomitischen Kalk unter der Rauhwacke liegen, eingeklemmt zwischen Granitgneis und Phyllitgneis, beide WNW streichend und steil SSW fallend. Auf der anderen Seite aber reicht der Granitgneis bis nahe unter die Wände hinauf, während gleich südlich davon am selben Rücken (Muttberg) in gleicher Höhe die Rauhwacke liegt. Verlängert man die Grenze von Rauhwacke und Granitgneis nach oben und unten, so trifft sie im Westen genau auf die Stelle, wo wir nördlich des Bärenkopfes die Störung beschrieben haben, und verlängert man die Linie nach Osten, so sieht man, wie hier sprungartig die liegende Grenze des Granitgneises um mindestens 100 *m* in die Höhe rückt.

Ein ähnliches Einsinken der Triasbasis wie an der Nordseite des Steinlaufgrabens ist auch im Zoppgraben vorhanden. Auch hier liegt die Triasbasis am nördlichen Begrenzungskamm um gut 100 *m* tiefer als am südlichen und rückt am selben Rücken dann sprungartig um den gleichen Betrag wieder in die Höhe.

Die aufgezählten Basisschichten ziehen dann im Norden um den Hochleitenkamm herum, sind aber, großenteils infolge Schuttbedeckung, nicht mehr so vollständig zu sehen, jedenfalls auch in der Ausbildung etwas wechselnd, wie dies ja aus den drei aufgezählten Reihen schon ersichtlich ist. An der Nordwestseite sind die lichten feinen Tonschiefer stark entwickelt. An dem Wege, der von Gomagoi zur Payer-Hütte führt, ist dieses Profil gut zu sehen und wurde an dieser Stelle von Frech beschrieben. Über der Rauhwacke — der unter derselben liegende Kalk gehört, wie bereits in der Voranzeige auseinandergesetzt ist, nicht zum normalen Profil — liegt ein grauer, dickbankiger, etwas bituminös riechender Dolomit und eingelagert darin vier Lager jener gelblichgrauen Tonschiefer, das stärkste darunter etwa 12 *m* mächtig. Streichen WNW bei mäßigem SSW-Fallen. Diese Tonschiefer streichen über den Rücken in den Graben hinein, durch den der Weg von Trafoi zur Payer-Hütte heraufkommt und sind südlich desselben am untersten Wandfuß des Bärenkopfwestgrates gegenüber Trafoi wieder aufgeschlossen. Sie werden hier unterlagert von schwärzlichen Kalken, welche zum Teil durch weißaderige Breccien vertreten werden. Lagerung: NNO-Streichen und steil W-Fallen.

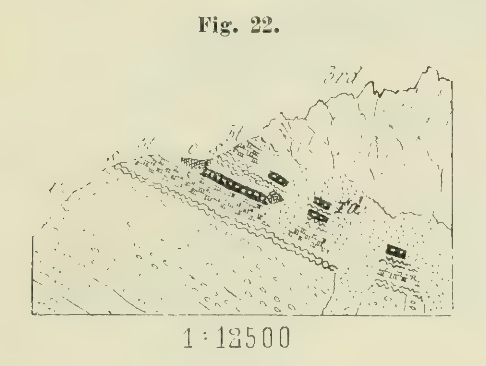
Wir wenden uns wieder der Suldener Seite zu. Die Rauhwacke und die Basisschichten der Trias liegen in der Strecke vom Zumpanellberg bis zum Muttberg auf einem Grundgebirge von Granitgneis; dieser besitzt ungefähr OW-Streichen und sehr steiles Südfallen in diesem Teil. Da die Triasschichten hier NS bis NNW—SSO streichen und an der Basis flach bergein fallen, so ist in dieser Diskordanz ein deutliches Zeichen der Transgression jener Schichten über dem Grundgebirge vorhanden. Diese Strecke ist aber auch die einzige in der ganzen Ortlergruppe, wo dies deutlich zu sehen ist, da sonst durchweg Bruchlinien die Begrenzung beider bilden, oder wie dies am Marltrücken, Kuhberg und Hinteren Grat der Fall, Schichtstreichen und -fallen im Grundgebirge und transgredierender Trias ganz oder nahezu gleich sind, so daß dadurch eine scheinbare Konkordanz beider entsteht, sofern nicht kleine lokale Störungen oder Verrutschungen, wie dies bei der Tabarettahütte der Fall ist, das gegenseitige Verhältnis verhüllen.

Eine solche Störung ist jedenfalls auch am Kuhberg vorhanden, indem hier eine zweimalige Wiederholung der Schichten vorliegt. Über dem Granitgneis, der in Sulden hin und hin im Sockel des Ortler hervorkommt, liegt hier eine geringmächtige Decke von Phyllit, deren Ausstreichen man vom Marltferner bis zum End-der-Weltferner abgehen kann. Darüber liegt in gleicher Ausdehnung unmittelbar ein dünnbankiger, stark dolomitischer Kalk, mit dem fleckenweisen, glimmerigen Belag wie überall in den Basisschichten; beide fallen flach bergein. Über ihm aber liegt ein phyllitischer Schiefer,

blaßgrün oder rostfarben; am Südabhang sieht er ganz dem unter dem Kalk liegenden Phyllit ähnlich; teils zwischen ihm und dem liegenden Kalk, teils in ihm kommt gelber rauhwackiger Kalk zutage: die Rauhwackenschicht, welche wir früher als Basis der Triasschichten im Zoppgraben aufgeführt haben — und über dieser Zone von Phyllit und Rauhwacke kommt erst, durch Schutthänge getrennt, der dunkelgraue, dolomitische Kalk, welcher das flache, zackenreiche Stück des Marltgrates bildet. Es sei betreffs der Details auch auf Figur 22 und 19 verwiesen. Es handelt sich hier um eine kleine lokale Überschiebung, welche diese gleitfähigen phyllitischen Schichten an der Basis der 1200 *m* hoch darüber lastenden Dolomitmasse des Ortler erlitten haben: an der Überschiebungsfläche tritt an zwei Stellen ein Gang von Ortlerit zutage.

Eine ganz ähnliche, an einer gegen das Gebirge einfallenden Bruchfläche stattgehabte Störung ist auch im begrünten unteren Teil

Fig. 22.



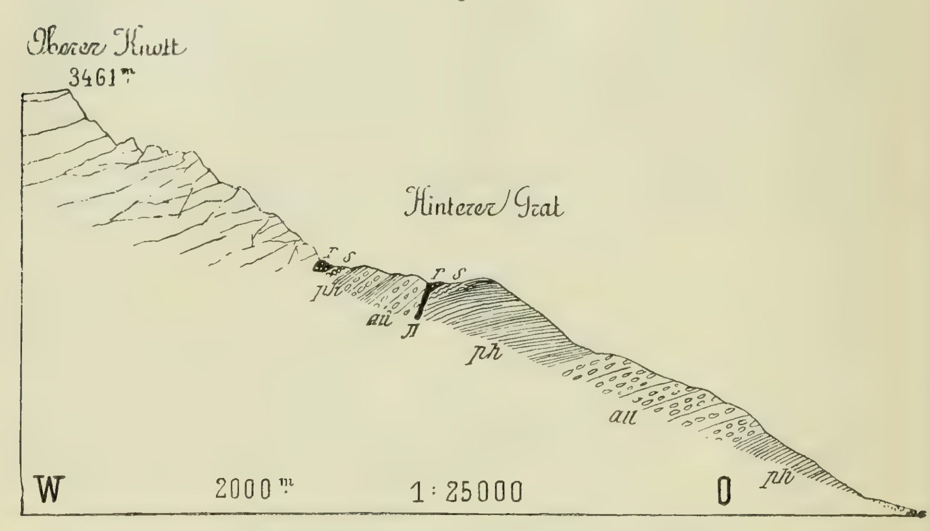
au Augengneis. — *s* serizitischer Phyllit. — *bt* Schichten an der Basis der Ortlertrias. — *rd* rauhwackiger Kalk. — *brd* brecciöser Dolomit. — *O* Ortlerit.

des Hinteren Grates zu sehen. Rothpletz hat sie auf seinem Profil zuerst dargestellt. Wenn man von dem Signal (Punkt 2789) über den flachen Kamm gegen Westen vorgeht, so geht man zuerst über die Quarzphyllite, dann kommen feinblättrige, seidenglänzende, pyrithältige Serizitmuskovitschiefer, am ersten Sattel trifft man Rauhwacke, die auch gegen Norden ein Stück hinabreicht und westlich neben ihr einen Gang von Ortlerit, der sich beiderseits ins Gehänge hinabverfolgen läßt, besonders weit auf der Südseite und nun kommt man auf einmal wieder auf die Schichtköpfe von flach bergeinfallendem Granitgneis, der einzelne Phyllitlager enthält, und im innersten Teil des Kammes wieder von Phyllit — dem gleichen wie am Signal — überlagert wird und auf diesem die Serizitschiefer und zuletzt die gelbe Rauhwacke. Ober dieser ragen dann die steilen Felsköpfe des Dolomits auf. Ob der Rauhwackenrest in der Mulde südlich unterhalb des Kammes auch durch Absinken an jener Bruchfläche in diese Lage gekommen oder nur ein Denudationsrest der transgredierenden Decke ist, kann nicht sicher entschieden werden.

Der Porphyrit dringt hier ebenso wie am Kuhberg an der Bruchlinie empor, welch letztere hier aber viel steiler gestellt ist: in der geraden Fortsetzung dieser Gänge gegen SSO liegt übrigens ober dem Hinteren-Grat-See der von Stache eingehend beschriebene Suldenitgang, genau an der von ihm angegebenen Stelle. Auch am



Fig. 23.



ph Phylilt. — *au* Augengneis. — *s* serizitische Schiefer. — π Porphyrit (Ortlerit). — *r* Rauhwacke.

Marltrücken sitzt ein Porphyritgang — es ist ein augitfreier Ortlerit — an dem Sattel zwischen Tabarettahütte und Signal auf, der schon von Gümbel gefunden wurde, dessen Angabe ich daher im Gegensatz zu Rothpletz in diesem Punkte durchaus bestätigen kann. Hier konnte ich aber keine Anzeichen einer Bruchlinie bemerken, woran allerdings auch der dichte Graswuchs schuld sein kann.

In der Voranzeige habe ich bereits das nördliche Ende der Triasdecke des Ortler am **Zumpanellberg** beschrieben und durch Profile erläutert. Der Vollständigkeit halber wiederhole ich das Wesentliche und füge einige Einzelheiten noch dazu, welche ich bei einem neuerlichen Besuch des Zumpanell aufgefunden habe. Dieselben sind auch in dem berichtigten Profil eingetragen.

Wir haben oben beschrieben, daß die Basisschichten und die Rauhwacke im Norden zusammenhängend um den Hochleitenspitz herumziehen. Von der Ostseite des obersten Teiles des Zumpanellrückens an liegt die Rauhwacke aber nicht mehr auf dem normalen Untergrund, den kristallinen Schiefern, sondern auf triadischem Dolomit. Eine große Bruchlinie schneidet hier quer über den Bergkamm und an ihr ist das nördlichste Ende der jüngeren Schichtdecke in

Fig. 24 a.

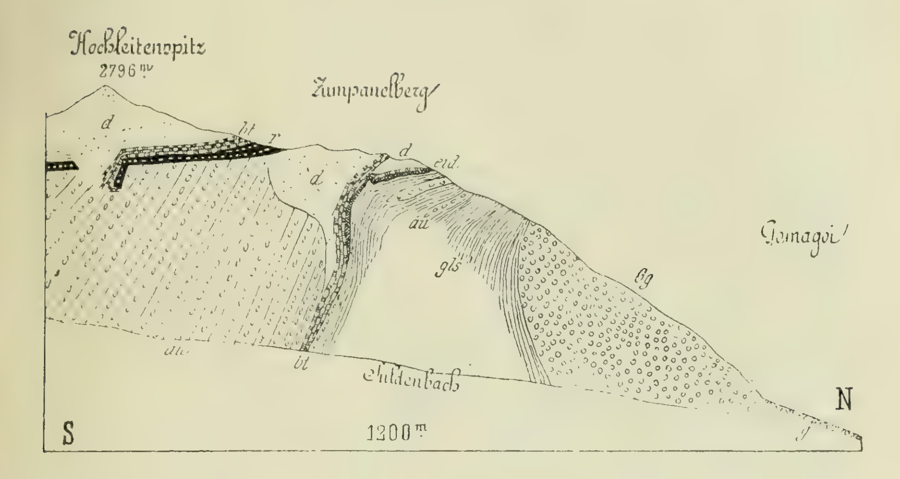
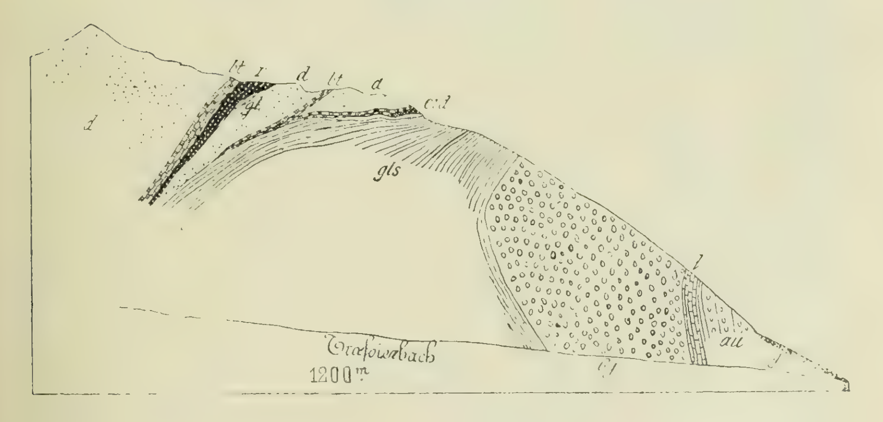


Fig. 24 b.



Profile über den Zumpanellberg.

Maßstab: 1:30.000.

gls und *gl* Glimmerschiefer und quarzitischer Phyllitgneis. — *q* Quarzit. — *au* Augengneis. — *Gg* Gomagoiergranit. — *eid* Eisendolomit. — *r* Rauhwacke. — *bt* Kalke, Dolomite, Tonschiefer und Sandstein (an der Basis der Ortlertrias). — *d* Ortlerdolomit. — *g* Gehängeschutt.

die Tiefe hinabgeschleppt: der Rücken des Zumpanell besteht bis zum Beginne seiner Steilabdachung gegen Gomagoi aus Triasschichten. Diese ziehen auf der Suldener Seite als schmale Streifen eingeklemmt zwischen die Urgebirgsschichten sehr steil südfallend bis zur Sohle des Suldentales hinab und sind in dem gegenüber Bodenhof mündenden Wildbachgraben hin und hin vollständig aufgeschlossen. Auf der Trafoier Seite liegt diese Trias unter der Rauhwacke und kann als eine stark an Mächtigkeit abnehmende Zone bis zum Payer-Hüttenweg hinab verfolgt werden; da die Trias des Hochleitenspitz bis Trafoi hinabreicht, grenzen hier oben an der Bruchfläche Trias und Trias aneinander, während auf der Suldener Seite, wo der Urgebirgssockel so hoch am Gehänge unter den Hochleitenkamm hinaufreicht — am Zumpanell bis ganz nahe unter dem Kamm bei Punkt 2508 — die Zumpanelltrias südlich an den Granitgneis anstoßt. Bei dem neuerlichen Besuch des Zumpanell fand ich nun auch auf der Trafoier Seite zwischen südlichem und nördlichem Triasflügel noch einen kleinen Zipfel des Urgebirges. Gerade westlich vom Punkt 2508, wo die Basislinie der Rauhwacke aus dem flacheren Verlauf in den absteigenden übergeht, steht ein kleiner Felshöcker aus phyllitischem Schiefer an, als Liegendes der Rauhwacke und im Hangenden des nördlichen Triasflügels. Die Schichtfolge in dem verworfenen Flügel beginnt — auf der Suldener Seite — im Liegenden mit einem dunkelgrauen kristallinischen Eisendolomit von brauner Verwitterungsfarbe. Er wird überlagert von dunkelgrauem, weißlich verwitterndem, dolomitischem Kalk mit fleckenweisem glimmerigem dunklem Belag auf den Schichtflächen und über diesem dickbankige graue Dolomite mit sehr schmächtigen Zwischenlagen von Tonschiefer, also Gesteine, die ganz denen der Ortlerbasis entsprechen. Im oberen breiteren Teil der Zumpanelltrias sind darüber noch die feinkörnigen hellgrauen Dolomite erhalten, während in dem schmalen Keil im tieferen Teil des Grabens nur die Dolomite mit den Tonschieferlagen den Bestand des Flügels bilden. Die Basis des steil stehenden eingeklemmten Flügels geht ober der Schäferhütte am Stilfser Stierberg (Suldener Seite des Zumpanell) plötzlich unter verschiedenen kleinen Knickungen der Schichten in den Teil über, der flach dem nördlichen Teil des Zumpanell aufliegt. Die Tonschiefer aber streichen von jener Stelle aus direkt über den Rücken fort bis auf die Trafoier Seite hinunter. Sie sind etwas stärker entwickelt als im eingeklemmten Keil und werden von feinem grünlichgrauem Sandstein begleitet. Auf der Trafoier Seite verarmt der Nordflügel auch gegen abwärts. Ober der Schäferhütte sieht man noch braun verwitternde Dolomite an der Basis und darüber die grauen Dolomite. Die Tonschiefer keilen schon ganz oben aus, und endlich besteht am Gomagoier Payer-Hüttenweg der ganze Flügel nur mehr aus etwa 40 *m* dolomitischen Kalkes. Der Umstand, daß die Tonschiefer von jener Knickungsstelle an der Suldener Seite weg geradeaus über den Rücken weiterstreichen, nördlich davon aber noch eine so ausgedehnte Masse von Dolomit liegt, spricht dafür, daß diese letztere einer kleinen Schuppenbildung ihre Ausdehnung verdankt, daß also unterhalb des Tonschieferhorizonts eine Abschuppungsfläche durchzieht, unter der jener zu weitest nach Nord vorgeschobene Lappen von Trias vorgeschoben ist. In Verbin-

dung damit erklären sich auch die vielen kleinen Schichtstörungen an der Basis dieses Teiles auf der Trafoier Seite, welche wir oben erwähnten.

Nachdem nun die Beschreibung des „Ortler und des Kammes zum Hochleitenspitz" abgeschlossen ist, möge nun noch eine Deutung der Lagerungsverhältnisse versucht sein, im Anschluß an die klareren Verhältnisse im westlichen und südlichen Teil des Gebirges.

Die Antiklinale der Trafoier Eiswand, welche wir früher beschrieben haben, streicht an der Nordseite des Thurwieser vorbei zu den Eiskögeln und ihre Fortsetzung bilden die schwarzen Schiefer im untersten Teil des Hochjochgrates. An den Eiskögeln ist der Zusammenhang nicht deutlich zu sehen, da sie fast ganz von Eis bedeckt sind. Die wenigen Dolomitbänke, die an der Südostseite herausschauen, gehören schon dem Südflügel an. An dem zum Hochjoch ziehenden Ast des Hochjochgrates erreicht die Antiklinale der Trafoier Eiswand stark verflacht den Ortler. Der obere Teil des Hochjochgrates liegt schon ganz im Nordschenkel jenes Sattels.

In ähnlicher Weise sind die schwarzen Schiefer am Bergl die unmittelbare Fortsetzung derer am Madatschkogel. Das Profil über den Ortler hat also diese zwei Punkte — Hochjoch und Bergl — mit dem Profil über den Trafoier Kamm gemeinsam. Daraus kann für die dazwischenliegenden Teile geschlossen werden, daß die schwarzen Schiefer am Bergl und am Pleißhorn zusammenhängen und zusammen mit dem Dolomit dem einen südlichen Muldenschenkel der Madatschkogelmulde entsprechen; die Bänke der Hinteren Wandln und des Hochjochgrates entsprechen den nordfallenden Schichten zwischen Madatschkogel und Eiswand.

Am Ortler aber vollzieht sich nun eine wichtige Änderung dadurch, daß das Streichen sich aus der NO—SW-Richtung in NS bis NW—SO herumdreht. Schon am Pleißhorngrat ist dies, wie oben beschrieben, ersichtlich, und die Tabarettakugel zeigt bereits SW fallende Schichtplatten. Diesem Umstand dürfte es zuzuschreiben sein, daß auch die schwarzen Schiefer an der Hohen Eisrinne enden.

Aber auch die Schichten des Hochjochgrates vollziehen jene Schwenkung im Streichen und ziehen dementsprechend in die Ostwände des Ortler hinaus: die schwarzen Schiefer des Hochjochgrates ziehen am Signal über den Hinteren Grat und durch die Schückrinne zum oberen Teil des Marltgrates hinüber; die tieferen Schieferhorizonte des Hinteren Grates hängen wahrscheinlich mit denen im unteren Teil des Marltgrates zusammen und diese ziehen zur Tabarettaspitze hinüber und von dort zur Edelweißhütte.

Betrachten wir das Profil über die Bärenköpfe, so fällt die muldenartige Anordnung auf — ich habe bereits in der Voranzeige davon gesprochen — am Ostfuß der Wände einerseits und am Kleinboden und Weißen Knott anderseits die Basisschichten, in der Mitte am Wegsattel die unterrhätischen Schiefer. Beiderseits der schwarzen Schiefer wurden Lithodendronbänke beobachtet, auch dies spricht für eine muldenförmige Anordnung. Diese Mulde ist gegen Osten überkippt, und zwar im tieferen

Teil stärker als im Anstehenden am Wegsattel. Da diese Schiefer vom Wegsattel aller Wahrscheinlichkeit nach mit denen am Tabarettaspitz zusammenhängen und diese wieder mit den unteren am Marltgrat, so bilden nach dem obigen auch die Schichten von der Tabarettaspitze eine liegende Mulde; und wir kommen dergestalt zu der Annahme, daß das Profil des Marltgrates nicht eine einheitliche Schichtfolge eröffnet, sondern daß im unteren Teil jene liegende Mulde oder doch Teile derselben vorliegen. In dem oberen Teil dieses Grates haben wir aber gerade früher die Fortsetzung der Hochjochschichten erkannt. Am Marltgrat liegen also zwei getrennte tektonische Bauelemente übereinander. Ich glaube nun allerdings nicht, daß es einfach eine Mulde und darüber ein Sattel (jenem am Hochjoch entsprechend) ist, sondern daß es sich um eine schuppenartige Übereinanderpressung handelt; die rote Breccie in der Mitte des Grates wäre die Überschiebungszone. Solange die Stratigraphie des Ortler nicht in ihren Einzelheiten sichersteht, ist eine genaue Detaillierung dieses Baues hypothetisch. Daß bei einem solchen Zusammenschub an der Basis gegen das Grundgebirge Abreisungen eintreten, ist von vornherein wahrscheinlich und findet in den Schichtstörungen am Fuße des Marltgrates seinen Ausdruck.

Ein kurzer Überblick gibt uns also folgendes Bild: Von Westen her ziehen südwärts überkippte Falten, deren Faltenbau sich am Trafoier Kamm etwas öffnet. Ihnen gliedern sich im südöstlichen Teil noch ein paar gleichstreichende Falten an und alle diese werden der Reihe nach von der Zebrulinie flach zu ihrem Streichen abgeschnitten. Die überkippte Mulde der Madatschkögel im Norden ist noch am Pleißhorngrat erhalten, geht hier aber in die Luft aus. Unter den noch zu jenen Faltenschichten gehörigen Schichtgruppen am Ortler kommt am Marltgrat (und Hinteren Grat?) eine tiefere Schichtmasse heraus, die mit ihrem NS- bis NW—SO-Streichen den Hochleitenkamm und dessen Seitenkämme bildet und einen muldenförmigen Bau verratet. Auch sie zeigt Überkippung im gleichen Sinne wie der südliche Teil der Gruppe. Im Norden wird sie an der Zumpanellbruchlinie abgeschnitten. Alle Schichten der Ortlergruppe fallen gegen die Trafoier Linie[1]) ein, die, wie an anderem Ort gezeigt werden wird, im Zusammenhang mit der Faltung steht. Dem Ansteigen der ganzen Faltenmasse gegen S, beziehungsweise O entsprechend kommt die normale Auflagerungsfläche der Trias an der Ostseite des Ortler zum Vorschein, im Süden, wo dies auch zu erwarten wäre, ist sie durch die Zebrulinie abgeschnitten und versenkt.

Ein paar kleine Bruchlinien schneiden in das Gebirge ein: der Querbruch nördlich der Bärenköpfe, ein paar kleine Bruchlinien, die in der Ostbasis sich bemerkbar machen; eine, welche von Trafoi südwärts in der Klamm des Ortlerfernerbaches ins Gebirge eintritt, und endlich ist wahrscheinlich auch am Fuß der Nordwand der Tabarettakugel eine solche vorhanden, als deren Fortsetzung jene am Hinteren Grat gelten kann. Bemerkenswert ist dabei, daß außer jenen an der Ostbasis alle gegen Trafoi hin zusammenlaufen und in ihrem

[1]) Siehe Voranzeige.

Zusammentreffen mit dem Wechseln im Streichen ihre Ursache vermuten lassen.

Über den Bau der Ortlertrias haben sich zuerst Gümbel und Theobald geäußert. Sie nahmen eine flache, muldenförmige Lagerung an. Die Unhaltbarkeit dieser Auffassung wurde von allen neueren Forschern erklärt und ist aus den vorstehenden Profilen ohne weiteres ersichtlich.

Dann hat Frech in der oft genannten Arbeit seine Ansicht ausgesprochen. Die hier gegebene Einzelbeschreibung bestätigt im wesentlichen seine Angabe über die starke Verfaltung im Innern des Gebirges, dehnt dieselbe aber auch auf die von ihm für ruhiger gelagert angenommenen Teile im Norden aus. Im einzelnen ergeben sich allerdings, insoweit Frech überhaupt Einzelheiten anführt, verschiedene Unterschiede, die zum Teil schon früher angeführt wurden. So ist zum Beispiel die Faltung an der Westseite des Ortler nicht so wie Frech sie auf seinem Bild (Ortler von der Trafoier Seite) einzeichnet: am Pleißhorngrat und in den Wänden über der Stiklen Pleiß sind keine Faltenscheitel vorhanden, wie es dem Bilde nach erscheint, sondern hier richten sich die Schichten nur allmählich aus der flacheren (am Pleißhorngrat) in die steilere Lage an den Wänden über der Sticklen Pleiß auf. Von Faltung ist an dieser Seite des Ortler nichts zu sehen als jene flexurähnliche Abbiegung, wie ich sie in Profil und Ansicht gebe; Frechs Bild ist zu sehr perspektivisch verkürzt — was Frech selbst angibt — um es richtig erkennen zu lassen. Doch sind diese Einzelheiten schließlich wenig bedeutend gegenüber dem Moment, daß Frech als der erste im allgemeinen die starke Verfaltung des Ortler erkannt hat und sie sind in erster Linie auf die Kürze seines Besuches dieser Gegend zurückzuführen.

Nahezu gleichzeitig mit meiner Voranzeige erschien Rothpletz' II. Band seiner „Alpenforschungen“, in dem er sich auch über die Tektonik des Ortler ausspricht. Wenn auch ein Werk von so weit gespanntem Thema und mehr theoretischem Charakter nicht allein nach der Richtigkeit seiner kleinsten Einzelheiten bewertet werden darf, so ist es bei einer derartigen Einzeldarstellung wie der vorliegenden notwendig, manche Fehler in jenen Einzelheiten zu berichtigen. Auch er sieht im Kristallokamm und Madatschfernergebiet die Fortsetzung der Struktur des Braulioquerschnittes. So einfach wie auf seinen Profilen ist die Lagerung allerdings, wie aus den obigen Profilen und Beschreibungen ersichtlich, nicht. Auch enden diese Falten nicht an einer von ihm vermuteten großen Querverwerfung über dem Ortler- oder Trafoier Gletscher, sondern setzen sich unentwegt in das Ortlermassiv fort. Den Bau des Ortler selbst und des Hochleitenkammes stellt Rothpletz sich noch in ähnlicher Weise vor wie Gümbel, nämlich als flach muldenförmig verbogene Triasdecke, nur nimmt er drei flache Mulden an. Sein Profil Königsspitz—Ortler—Zumpanell gibt dieses Bild, das aber durchaus unzutreffend ist: Ein Tieferliegen der Triasbasis im Norden ist sicher vorhanden, die muldenförmigen Einbiegungen aber, welche Rothpletz auf seinem Profil zeichnet, entsprechen nur dem Verlauf der Schnittlinie von Terrainfläche und Basisfläche der Trias; in den Gletscher-

mulden muß sie bei dem gleichmäßigen W-Fallen der Schichten orographisch tiefer liegen als an den vortretenden Bergrücken. Daß im übrigen die Lagerungsverhältnisse mit großer Wahrscheinlichkeit darauf schließen lassen, daß uns in den Ostwänden Wiederholungen der Schichten durch Faltungen und Überschiebungen vorliegen, wurde oben dargetan. Am Königsspitz und Zebru sind Falten ohne weiteres zu sehen. Rothpletz spricht in seinem Buch auch bereits von einer Bruchlinie über dem Zumpanell — der Fortsetzung seiner „rhätischen Randspalte"; die Angaben, die er dafür gibt, würden aber wohl nicht zu einer Begründung ausreichen, denn die Suldener Seite blieb Rothpletz unbekannt, und was er von der Trafoier Seite anführt, ist eigentlich nur die Aufeinanderfolge von Trias und Urgebirge am Hange. Von einer solchen senkrechten Bruchlinie an der Grenze von Urgebirge und Trias ist hier in der Natur nichts zu sehen; die Trias liegt dem Urgebirge zweifellos auf und die große Bruchlinie schneidet erst südlich davon innerhalb der Trias durch. Auf die Rothpletzsche Teilung des Gebirges in ein „basales" und ein „Deckgebirge" werde ich weiter unten zurückkommen, hier kommt es nicht so sehr in Betracht, als der ganze in diesem Abschnitt behandelte Teil des Gebirges innerhalb des Basalgebirges liegt [1]).

[1]) Hier bei dieser Gelegenheit sei noch eine andere senkrechte Bruchlinie besprochen, welche Rothpletz aufstellt: nämlich jene im Hinteren Laaser Tal. Diese ist sicher nicht vorhanden! Wo Rothpletz im unteren Profil Augengneis (*gn*) angibt, ist fast nur Quarzphyllit vorhanden und nur im unteren Teil ist ein verhältnismäßig kleines Lager von Augengneis eingelagert; von einer Verwerfung zwischen „Glimmerschiefer" (Staurolithphyllit) und Phyllit, beziehungsweise Augengneis ist aber gar nichts zu sehen; ober der Troppauer Hütte bedeckt Schutt die Grenzzone, und wo dieser fehlt — gegen den Laaser Spitz zu — ist es schwer überhaupt eine Grenze zwischen Phyllit und Glimmerschiefer zu finden, so sehr gehen diese ineinander über. Auf dem anderen Profil aber über dem Punkt 2786 ist die Lagerung der „Glimmerschiefer" falsch angegeben, denn auch diese, beziehungsweise der Phyllit, der hier ansteht, liegen ganz gleich wie auf der anderen Talseite südfallend, und auch hier besteht die gegenüberliegende Bergwand nicht ganz aus Granitgneis, sondern aus Phyllit, Hornblendeschiefer und erst höher oben liegt dann Granitgneis, alle zusammen aber liegen konkordant auf dem Glimmerschiefer; von einer senkrechten Bruchlinie kann hier keine Rede sein, denn der von Rothpletz vorgebrachte Gegensatz der beiden Teilseiten besteht nicht! Eher wäre vielleicht eine Verschiebung parallel den Schichtflächen annehmbar, wie ich dies in meiner „Geologischen Beschreibung der Laaser Gruppe" im Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1906 dargetan habe und auf die ich im übrigen verweise.

Daß die von Rothpletz in seine Karte eingezeichnete Verbindung der Zumpanellbruchlinie mit einer vermuteten Vintschgaubruchlinie, quer über die östlichen Berghänge weg, nicht besteht, braucht kaum eigens bemerkt zu werden. Es sieht ja auch Rothpletz darin nur eine „Verlegenheitsverbindung".

Auf die Tektonik Termiers werde ich weiter unten zurückkommen; auf alle einzelnen Unrichtigkeiten seiner Darstellung einzugehen, würde zu viel Raum einnehmen. Diesbezüglich sei auf einen Vergleich der Profile hingewiesen.

Zur Stratigraphie der Ortlertrias.

So wie oben eine Deutung der Lagerungsverhältnisse zu geben versucht wurde, sei nun noch zusammengefaßt, was sich aus den obigen Beschreibungen über die Schichtfolge der Ortlertrias folgern läßt.

Die Ortlertrias besteht aus einer mächtigen Folge von Dolomit und dolomitischem Kalk, in welche drei schieferreiche Horizonte eingeschaltet sind.

1. Der eine derselben liegt an der Basis der ganzen Trias, unmittelbar auf der Rauhwacke und ist nur an der Suldener Seite des Ortler entwickelt. Charakteristisch für diese Schichtgruppe sind dünnplattige hellgrau anwitternde schwärzliche Kalke, auf deren Schichtflächen ein dunkelbrauner oder schwärzlicher tonig-glimmeriger Belag sitzt, und zwar meist nur fleckenweise, dann milde lichte feinblättrige Tonschiefer und in seiner Begleitung auch als Seltenheit ein grünlich-grauer feiner Sandstein und endlich weniger hervortretend streifige dunkle dolomitische Kalke und Kalkschiefer. Außer diesen in den anderen zwei Schieferhorizonten nicht vorkommenden Gesteinsarten beteiligen sich noch schwarze Kalkschiefer und dünn- oder dickbankige Dolomite am Aufbau dieser Gruppe, unter denen ein ganz lichtgrauer Dolomit überall wiederkehrt. Die Mächtigkeit der ganzen Schichte beträgt 50—60 *m*. Versteinerungen sind aus ihr nicht bekannt und dementsprechend ist das Alter der Schichte ein ganz unsicheres. Sie sind jedenfalls älter als das Rhät und jünger als Perm. Gümbel stellte sie, wie schon mehrmals erwähnt, zur unteren Trias (Muschelkalk), während Frech sie noch zur Obertrias nimmt. Im Unter-[1]) und im Oberengadin[2]), am Endkopf bei Graun[3]), sowie am Ofenpaß[4]) und nach Gümbels Darstellung am Scalapaß ist der Muschelkalk fast ausschließlich als Dolomit entwickelt; Partnachschichten fehlen in diesen Gebieten oder besitzen ebenfalls dolomitische Ausbildung. Das Vorkommen von Sandstein in diesen Schichten wird von keinen derselben angeführt, wohl aber liegen nach Schiller im Muschelkalk der Lischannagruppe schwache Zwischenlager von blaugrünen, gelblich-rötlich verwitternden Tonschiefern, die man allenfalls mit denen im Ortler identifizieren könnte. Solche Tonschiefer kommen aber auch in Raibler Schichten des Engadin vor. Dagegen fehlen die von verschiedenen Punkten der oben genannten Gegenden angeführten Hornsteine in den Basisschichten des Ortler vollständig.

Das Vorkommen eines Sandsteins sowie das Fehlen der Hornsteinknollen sprechen demnach eher für eine Gleichstellung mit den Raibler Schichten sowie auch die vielen kalkigen Gesteine, anderseits ist nicht zu leugnen, daß die Kalkplatten mit den tonig-glimmerigen Überzügen eher an nordalpine Muschelkalkgesteine erinnern;

---

[1]) Schiller, Geol. Unters. im östl. Unterengadin. Berichte d. naturf. Gesellsch. z. Freiburg in Br. Bd. XIV, pag. 116 u. ff.

[2]) Zöppritz, Geol. Unters. im Oberengadin. Dieselbe Zeitschrift. Bd. XVI, pag. 185 u. ff.

[3]) Schiller, Dieselbe Zeitschrift. Bd. XVI, pag. 117.

[4]) Böse, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1896, pag. 577 u. ff.

doch bei diesen Gesteinsähnlichkeiten ist zu bedenken, daß wir uns hier am Rande der Triasbedeckung befinden und daher eine andere Gesteinsausbildung zu erwarten ist als in den mehr zentral gelegenen Gebieten des Engadin. Der Endkopf liegt allerdings auch ganz peripher und zeigt trotzdem eine rein dolomitische Ausbildung der unteren Trias. Dabei muß aber berücksichtigt werden, daß in allen den genannten Gegenden die Bestimmung als Muschelkalk sich fast nirgends auf Versteinerungen, sondern auch nur auf Gesteinsanalogien gründet; ich verzichte hier auf eine solche problematische Taufe und nenne diese Gesteine nur „Basisschichten".

2. Der zweite, der schiefrigen Horizonte ist charakterisiert durch die Gleichmäßigkeit und Artenarmut seines Gesteinsbildes. Es sind schwarze, dünnplattige klingende Kalkschiefer an den Grenzen wechsellagernd mit Dolomitbänken, darunter einige besonders helle Bänke. An der Südseite des Kristallo- und Trafoierkammes sind die Schiefer rötlich angelaufen. An der Trafoier Eiswand sind sie tafelig wie Dachschiefer. In der Begleitung dieses Schieferhorizonts treten an vielen Stellen Bänke von Lithodendronkalk auf. Die Mächtigkeit ist eine sehr schwankende: die Verfolgung einzelner Lager zeigt, daß sicher oft mehrere Lager vollständig auskeilen und einer mehr dolomitischen Entwicklung Platz machen; nach oben und unten vermitteln die eingeschalteten Dolomitbänke den Übergang zu dem Ortlerdolomit.

Wie schon in der Beschreibung des Kristallokammes und des Ebenen Ferner dargetan wurde, nehmen sie ein Niveau unterhalb des sicheren Rhät ein. Es ist deswegen aber nicht ausgeschlossen, daß sie nicht auch selbst noch dazu gehören. Den Beschreibungen nach ist im Graubünden das Rhät vielfach so entwickelt und auch Rothpletz hebt die Ähnlichkeit der zu diesem Niveau gehörigen Schiefer am Tabarettaspitz mit dem Rhät in Graubünden hervor. Wie oben angeführt, liegt auch im Profil über den Scalapaß ein gleich eingereihter Schieferhorizont vor, aber weder dort, noch im Ortlergebiete sind bisher bestimmbare Versteinerungen aus ihm gefunden worden. Fast immer fehlte in letzterem Gebiet überhaupt jede Spur von organischen Resten. Die Lithodendronkalke liefern leider kein Kriterium für die Frage, ob die betreffende Schicht Wetterstein-(Hauptdolomit) oder Kössener Niveau einnimmt, wie die verschiedenen Funde im Engadin und anderwärts gezeigt haben[1]). Diese Schiefer sind es, die Frech als Pyritschiefer (des Thurwieser, Hochjochgrates und Königspitz) bezeichnet und zum Rhät stellt. Ich habe aber die Anwendung dieses Namens auf diese Schiefer des Ortler vermieden; einerseits aus petrographischen Gründen, weil diese Gesteine im Ortler nirgends durch einen nennenswerten Gehalt an Pyrit ausgezeichnet ist, während die sehr pyritreichen Serizitschiefer weit eher diesen Namen verdienten, und anderseits erscheint mir die Bezeichnung vom stratigraphischen Standpunkt unpassend, da das Alter dieser Schiefer im Ortler unsicher ist und es noch nicht feststeht,

[1]) Paulke, Geologische Beobachtungen im Antirhätikon. Berichte d. naturf. Gesellsch. z. Freiburg im Br. Bd. XIV, pag. 10.

ob sie wirklich rhätisch sind oder älter und überdies die Pyritschiefer nach Frechs eigener Darstellung in den Radstädter Tauern und im Wipptal in verschiedenen Horizonten der Trias auftreten, sich also keinesfalls als Bezeichnung für einen neu gefundenen altersunsicheren Horizont eignen. Das Auftreten der Ortlerkalkschiefer erinnert an die Seefelder Asphaltschiefer; doch sind sie nicht bituminös.

3. Der dritte Schieferhorizont bietet wieder eine größere Mannigfaltigkeit im Gesteinsbild. Gesteine, die in den anderen beiden Schieferzonen nicht, sondern nur in diesem dritten vorkommen, sind: phyllitische, buntgefärbte (bläulich mit rostroten Flecken) feinblättrige Tonschiefer — ihr Aussehen ruft unwillkürlich Paulkes Bezeichnung „herbstlaubfarben" für ähnliche Gesteine im Antirhätikon in Erinnerung — dichte blaugraue Kalkbänke und endlich schwarze dünnbankige Kalke mit gelbem mergeligen Überzug, in dem massenhaft Schalenreste erkennbar sind, ein Gestein, das an ähnliche in den Kössener Schichten der Nordalpen erinnert; zum größeren Teil bestehen sie aus den weniger charakteristischen schwarzen Kalken, grauen Dolomiten, glimmerhaltigen Kalken und gelblichgrauen blättrigen Schiefern. Das Gesamtbild der Gesteine ist ein solches, das sie leicht von jedem der anderen Schieferhorizonte unterscheidbar macht. Die Mächtigkeit zu schätzen ist wegen der starken Verfaltung im großen und im kleinen kaum angängig, jedenfalls ist sie eine beträchtliche.

Ich habe in der Voranzeige bereits mitgeteilt, daß die blaugrauen Kalke in großer Menge *Rissoa alpina G.* und Gastropoden ähnlich der *Actaeonina* (*Cilindrobullina*) *elongata More* enthalten. Auch in diesen Schichten tritt am Naglerspitz eine Bank von Lithodendronkalk auf.

Der Zusammenhang mit den Kössener Schichten im Fraeletal läßt das rhätische Alter dieses Horizonts mit Sicherheit feststellen und macht ihn zu dem einzigen sicherstehenden in der ganzen triadischen Sedimentreihe des Ortler.

Den früheren Erforschern des Ortler war sein Auftreten in diesem engeren Gebiete nicht bekannt, doch vermutet schon Rothpletz, daß sich das Rhät der Spondalunga ins Vitellital fortsetze.

Dieses Rhät bildet sicher das Hangende der triadischen Sedimente des Ortler.

Zwischen diesen Schieferhorizonten liegen mächtige Folgen von dolomitischem Kalk und Dolomit, besonders zwischen dem ersten und zweiten; geringe Mächtigkeit besitzt der zwischen dem zweiten und dritten. Für den Dolomit zwischen den Basisschichten und den schwarzen Kalkschiefern kann man am Hochleitenkamm die Mächtigkeit auf 600—800 *m* schätzen, während sie für jenen zwischen schwarzem Kalkschiefer und Rhät nur 80—100 *m* betragen dürfte nach den Profilen am Naglerspitz.

Die mächtige untere Dolomitmasse stellt also den eigentlichen Ortlerdolomit vor; ich setze Ortlerdolomit an Stelle des früher gebräuchlichen Ortlerkalk, da das Gestein durchweg stark dolomitisch, manchmal auch reiner Dolomit ist.

Wo er auf den Basisschichten aufruht, beginnt er mit einem wenig geschichteten, sehr dickbankigen hellgrauen, sehr dolomitischen Kalk, der größere obere Teil ist dann dunkelgrau und deutlich geschichtet bis dünnbankig, auch treten in ihm Lagen dünnplattiger schwärzlicher Kalke auf, ohne scharfe Abgrenzung und auch schwache Lagen von Kalkschiefer, ähnlich den schwarzen Kalkschiefern: dazu dürften vereinzelte schwache Lagen am Marltgrat und an den Bärenköpfen gehören. Sie bezeichnen wohl schon die Annäherung an den Horizont der schwarzen Kalkschiefer.

Sehr häufig zeigt der Ortlerdolomit brecciöse Struktur. Einzelne Lagen des Gesteins, und zwar besonders dickbankige, gebänderte, sind zerbrochen, die Teilstücke gegeneinander verschoben und die Zwischenräume durch dichten grauen Kalk vollständig ausgefüllt, darüber und darunter liegen ganz unversehrte Lagen, auf einer Seite ist die letzte Lage noch von Sprüngen und leichten Verschiebungen an diesen zerteilt. Bruchstücke und Füllmasse sind im Gestein so schwach verschieden, daß die Struktur nur an alten Verwitterungsflächen zum Vorschein kommt, im frischen Bruch ist sie nicht oder fast nicht zu erkennen. Ich beobachtete Fälle, wo in der Füllmasse Versteinerungsspuren (Foraminiferen?) lagen, in den Bruchstücken nicht (ebenso auch umgekehrt). Die brecciösen Lagen sind oft bloß ein paar Zentimeter dick, an anderen erreichen sie bedeutende Mächtigkeit. In manchen Fällen überwiegen die Bruchstücke bedeutend, es sind aber nicht selten auch solche zu beobachten, wo kleine Bruchstücke ganz vereinzelt in der homogenen grauen Dolomitmasse schwimmen. Am Passo dell' Ables beobachtete ich einzelne gerundete Dolomitstückchen in der sprunglosen dichten Dolomitmasse, die verschiedene Helligkeit des Grau hebt in allen diesen Fällen die Bestandteile voneinander ab, manchmal auch das Relief.

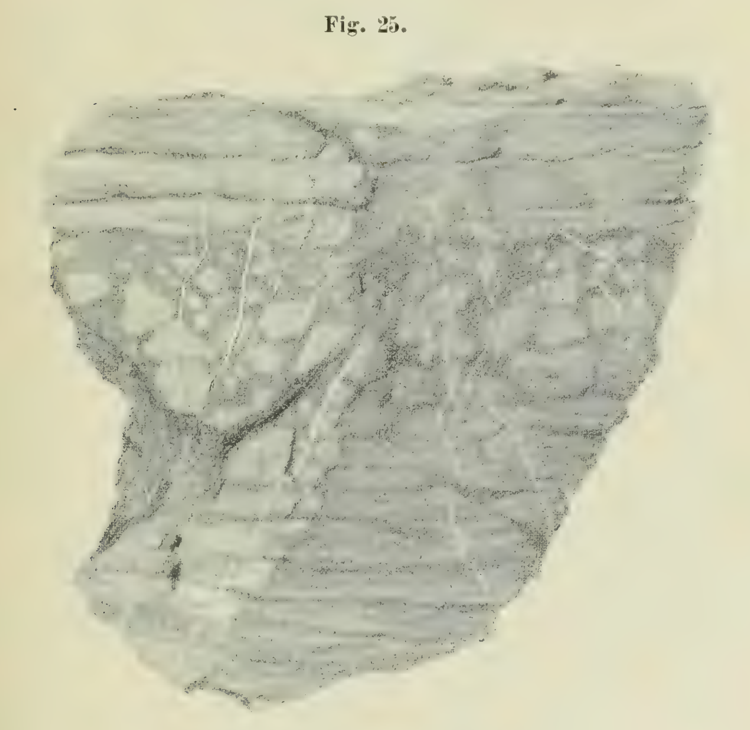
Alle diese Breccien sind als Sedimentationsbreccien zu bezeichnen. Das Gestein ist bald nach seiner Ablagerung zerbrochen worden, und zwar wahrscheinlich bevor es noch ganz verfestigt war, worauf der Umstand hinweist, daß die Bruchstücke oft gerundete Kanten haben, ja manchmal überhaupt etwas verschwommene Umrisse und auch Verbiegungen zeigen. Sie wurden zerbrochen, bevor die darüberliegenden Lagen abgelagert waren, da diese unversehrt und scharf abgegrenzt darüber liegen. Sie sind Zeichen der Strandnähe und oftmaliger Schwankungen der Tiefe. Die Ortlertrias liegt ja auch am südöstlichen Rande des Engadiner Triasgebietes, jenseits der Ultener Alpen beginnt schon die ganz verschiedene Südtiroler Trias.

Leicht von ihnen zu unterscheiden sind die weniger häufigen tektonisch brecciös gewordenen Dolomite. Diese besitzen ein viel lockereres bröckliges Gefüge, ihre Ausdehnung ist nicht auf einzelne Lager zwischen unversehrten beschränkt, sondern wo sie auftreten, sind große undeutlich umgrenzte Felsmassen ergriffen worden; das regellose Spaltennetz ist mit weißem Kalzit ausgefüllt, der lose Bruchstücke hautartig überzieht. Fast immer ist diese kristalline Kalzitmasse unbedeutend an Menge gegenüber den Bruchstücken, nur eine Spaltenausfüllung oder in kleinen Zwischenräumen. Am stärksten

tritt sie hervor, wenn schwarze dünntafelige Kalke brecciös geworden sind: man erhält dann ein sehr hübsches Gestein, in dem eckige schwarze Stücke durch eine rein weiße Füllmasse zusammengehalten werden. Zu diesen tektonischen Breccien gehört zum Beispiel die rote Breccie am Marltgrat. Manchmal ist auch eine Sedimentationsbreccie später nochmals tektonisch zertrümmert worden: dies ist zum Beispiel am Dolomit des Piz Umbrail der Fall. Gerade solche Fälle zeigen die Verschiedenheit dieser beiden Breccienarten.

Ebenso wie die früheren Autoren bin auch ich betreffs der Versteinerungen leider nur zu demselben Ergebnis gekommen: es

Fig. 25.



Sedimentationsbreccie im Ortlerdolomit.

finden sich im Ortlerdolomit dort und da Reste von Gastropoden, Crinoiden, Foraminiferen und Diploporen, die aber durchwegs unbestimmbar sind. Auch die Untersuchung von Dünnschliffen ergab kein Resultat, da die Fossilreste alle gänzlich umkristallisiert sind und keinerlei organische Struktur mehr erkennen lassen.

Die Frage nach dem Alter dieser unteren Hauptabteilung des Ortlerdolomits kann daher immer noch nicht genau beantwortet werden. Er entspricht dem Hauptdolomit und Wettersteinkalk oder möglicherweise auch nur einem von beiden so, daß dann im einen Falle nur der Dolomit zwischen dem zweiten und dritten

Schiefer Hauptdolomitalter hätte; doch ist diese letzte Möglichkeit wenig wahrscheinlich auf Grund der Stratigraphie der umliegenden Triasgebiete.

Über den oberen Dolomit unterhalb der Rhätschiefer ist wenig zu sagen. Es ist ein gut gebankter grauer Dolomit, der petrographisch von dem unteren sich kaum unterscheidet. Versteinerungen fehlen. Was von seinem Alter zu halten ist, ist gerade früher erwähnt worden: er ist Hauptdolomit oder er gehört ganz zum Rhät.

Zebrubruchlinie und Trafoierbruchlinien.

Ein bestimmendes Element im tektonischen Bild der Ortlergruppe sind die Brüche, welche diese im Norden und Süden umfassen.

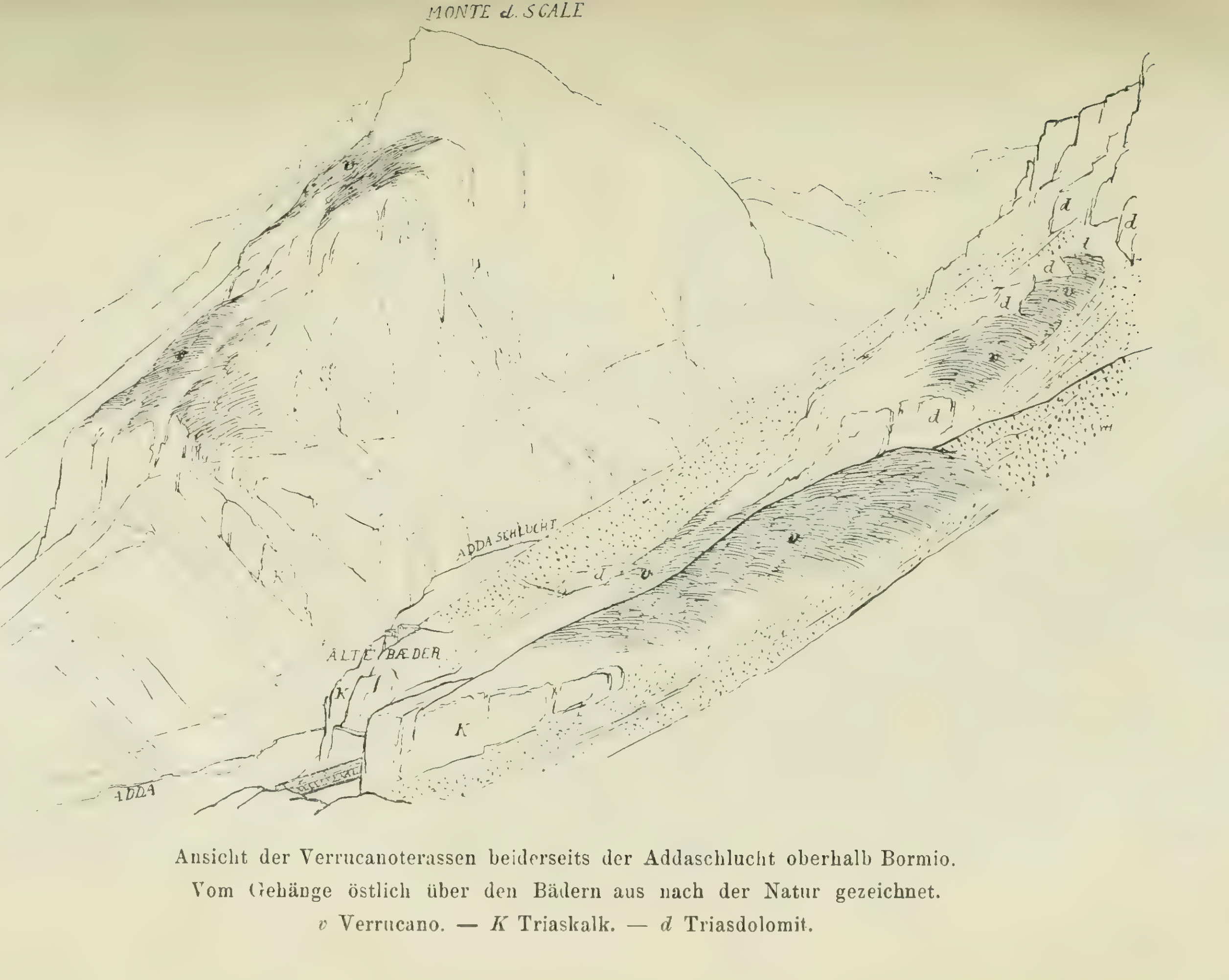
In den Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. habe ich 1902 das Vorhandensein einer Bruchlinie am Südrande angezeigt und dieselbe dann Zebrubruchlinie benannt. Sie verläuft von den Bädern von Bormio zum Fuß der Wände unter Passo Pedranzini, großenteils durch Schutt überdeckt, dann immer dem Wandfuße folgend, nähert sie sich der Sohle des Zebrutales; bei Prato Begleno und Baita del campo streicht sie tief herunten am Nordgehänge durch, nördlich der Baita del pastore schneidet sie wieder etwas tiefer ins Gebirge ein — nämlich bis nahe zur Vereinigung der beiden Gletscherbäche des Zebrugletschers — streicht dann über Weide- und Schutthänge zum Fuß der Cima della Miniera, setzt quer über die Pale rosse und schneidet dann dicht ober dem Königsjoch durch, womit sie den Suldenferner erreicht. Ihr Verlauf ist also kein gerader, sondern ein mehrfach gebogener; im westlichen Teil streicht sie nahezu OW, im oberen Val Zebru wendet sie sich etwas gegen OSO, um zum Schlusse wieder OW, beziehungsweise NO auszustreichen.

Daß diese Linie eine Bruchlinie ist, habe ich 1902 aus den Lagerungsverhältnissen beiderseits dieser Linie gefolgert.

Infolge neuerlicher Begehung kann ich nun vollständigere und genauere Angaben darüber machen.

Nach den Angaben von Schlagintweit trennt von Livigno an ostwärts eine Störungslinie die dolomitische Gebirgskette von dem südlichen kristallinen Vorland. Dieser Gebirgskamm der Cima di Plator und Monte delle Scale ist die Fortsetzung der nach S überkippten Falten des Kristallokammes. An dem südlichen Bruchrand ist zwischen sie und das kristalline Vorland ein schmaler Streifen von steil aufgerichtetem triadischem Dolomit und Verrucano eingeklemmt. Diese Linie erreicht bei den Bädern von Bormio die Adda und setzt sich östlich in die Zebrulinie fort. Hier bei den Bädern von Bormio eröffnen sich dem Beobachter eigenartige Komplikationen in jener zwischengeklemmten Zone von Dolomit und Verrucano.

Die nachfolgende Figur 26 gibt eine Übersicht derselben; in Schlagintweits Dissertation ist ein Profilschnitt für die Westseite des Tales enthalten. Der Monte delle Scale besitzt an seinem Abfall gegen Premadio zwei, schon von weitem durch ihre Krummholz-



Ansicht der Verrucanoterassen beiderseits der Addaschlucht oberhalb Bormio.
Vom Gehänge östlich über den Bädern aus nach der Natur gezeichnet.
v Verrucano. — *K* Triaskalk. — *d* Triasdolomit.

bedeckung von den kahlen Felshängen sich abhebende Terrassen; die untere dieser Terrassen habe ich unter Führung des Herrn Dr. Schlagintweit besucht, für die obere und den gemeinsamen Abhang gegen die Addaschlucht entnehme ich die Angaben der Dissertation Schlagintweits.

An der Basis des Gebirges stehen bergeinfallende kristalline Schiefer an, dann folgt die erste Steilstufe, welche aus untertriadischem Dolomit besteht, der steil aufgestellt ist, am oberen Rande liegt etwas Gips, noch von einigen Bänken flach bergeinfallenden Dolomits überlagert. Darüber nun liegt auf der Terrasse ebenfalls flach bergeinfallend kristalliner Schiefer (Granitgneis und quarzitisch-phyllitischer Schiefer) und wohl auch noch der schwer vom Gneis zu unterscheidende Verrucano; die obersten Lagen dieser Schichtfolge am Fuße der nächsten Steilstufe sind saiger aufgestellt und so von Rutschflächen durchzogen an den Dolomit gelehnt. Gegen Osten geht das Kristalline und der Verrucano in die Luft aus, setzt sich also nicht zur Adda hinab fort, westlich verschwinden sie unter Schutthalden. Die zweite obere Steilstufe besteht aus demselben Dolomit wie die untere, und auf der zweiten Terrasse liegt nun nochmals Verrucano. Auch diese geht ostwärts in die Luft aus; der Dolomit bildet den ganzen Abbruch der Terrasse gegen Osten, bis er mit dem Dolomit des Monte delle Scale zusammenstoßt.

Die Schlucht der Adda ist bis zu ihrem unteren Ende in Dolomit eingeschnitten.

Östlich der Adda ober den Bädern tritt wieder eine ähnliche Terrassenbildung ein.

Dicht unter den Alten Bädern zieht eine Wandstufe durchs Gehänge, welche die Straße in einem Tunnel durchfährt. Sie besteht aus dunkelgrauem dolomitischen Kalk (etwas rötlich anwitternd), der WWNW streicht und steil gegen N fällt. Die Wandstufe verfolgt man, wie auf der Skizze ersichtlich, zum Ende der Addaschlucht hinab und jenseits zieht sie durchs Gehänge steil hinauf und bildet in ihrer Fortsetzung die Basis der ersten Terrasse ober Premadio. Bei den Alten Bädern liegen im hangenden Teil des dolomitischen Kalkes einige Lager von schwarzen Schiefern, eingeschaltet mit einigen dünnen weißlichen Dolomitbänkchen. Sie dürften den obersten Lagen des Dolomites mit Gips an der ersten Stufe ober Premadio entsprechen; Curioni gibt auch aus der Nähe der Alten Bäder Gips an, doch habe ich ihn nicht wiedergefunden. Ober der ganzen Wandstufe, beträchtlich über der Straße, liegt nun auch auf dieser Talseite Verrucano (Serizitschiefer und Serizitgneis). Er bildet einen bis unter die Wände reichenden Rücken und taucht nach oben und nach der Ostseite unter die Schutthalden. Er fällt flacher als der Dolomit nach N. Wenn auch der direkte Kontakt mit dem dolomitischen Kalk verschüttet ist, so ist kaum zu zweifeln, daß wenigstens sein unterer Teil auf dem Kalk aufliegt. Geht man gegen Norden über ein paar Schuttrinnen weiter, so trifft man hier wieder auf einen grauen, undeutlich geschichteten Dolomit, der gerade über den Berg hinabzieht, so daß er bereits an der Straße mit der unteren Dolomitstufe zusammenschließt; der Verrucano erreicht die Straße nicht mehr, sondern endet in der Luft,

ganz analog der ersten Terrasse ober Premadio. Für die zweite Terrasse ist auf dieser Seite nur ein dürftiges Analogon: Über dem genannten oberen Dolomit trifft man nochmals flach nach N fallenden Verrucano, der in der Hauptrinne bis unter die hohe Wand hinaufreicht, während gleich daneben nördlich am Hang der Dolomit stufenweise absetzend den Verrucano gegen N abgrenzt, bis auf die halbe Höhe herab. Weiter gegen Nordwesten verschwinden alle Verrucano- und Dolomitstreifen unter einem mächtigen konglomerierten Schuttkegel, der bis zu den Bädern hinabreicht und den darüber sich herab erstreckenden jüngsten Schutthalden; das Gleiche ist bei der zweiten Verrucanozone gegen Osten hin der Fall, so daß es fraglich bleibt, ob sich die obere und untere Verrucanozone vielleicht hier zu einer vereinen.

Schlagintweit deutet diese Lagerungsverhältnisse in der Weise, daß er Verrucano und kristalline Schiefer der Terrassen und die Dolomite der Stufen zusammen als einen von Süden her übergeschobenen Faltenschenkel mit verkehrter Lagerung der Schichten ansieht. Es wären dies die Wurzelreste einer über die Addascholle nach Norden übergeschobenen Überfaltungsdecke.

Dagegen möchte ich im allgemeinen das einwenden, daß die Bewegungsrichtung dieser Überfalte in einem unlöslichen Widerspruch steht mit der gegen S gerichteten Überkippung der Falten des Kristallokammes (der autochthonen „Addascholle“ Schlagintweits). Da die ganze Ortlergruppe einerseits und die Fortsetzung gegen Westen bis Livigno anderseits diesen Charakter der Überkippung gegen Süden trägt, kann von einer untergeordneten Einmuldung im Verhältnis zur Überfalte nicht gesprochen werden, um so mehr, als die Ausdehnung jener Decken bis zum Inn etc. ja das ist, was erst noch zu beweisen ist. Schillers Ausführungen über die Lischannagruppe sprechen eher dagegen.

Aber abgesehen von diesen allgemeinen Gesichtspunkten scheinen mir auch die lokalen Befunde gegen jene Deutung zu sprechen: Es ist ja schon in Schlagintweits Profilen nirgends etwas davon zu sehen, daß dieser Faltenschenkel überhaupt der Addascholle aufliegt, auf sie übergeschoben ist, nachdem seine Schichten größtenteils in wenig von der Senkrechten abweichender Stellung zwischen Urgebirge und Addascholle eingeklemmt sind. Bei den Terrassen von Bormio beobachtet man an den östlichen derselben durchweg N-Fallen der Schichten, auch bei denen ober Premadio ist das stellenweise schon zu sehen; sie fallen also scheinbar sogar unter die Addascholle ein und es ist hier ohne die Annahme von ganz unwahrscheinlichen Verkrümmungen nicht mehr möglich, diese Schichtlage als eine Aufschiebung der Terrassenschichten auf die Addascholle anzunehmen. Noch deutlicher wird dies bei der weiteren Verfolgung dieser Zone gegen Osten; hier liegt durchweg der Verrucano sowie Gips- und Rauhwacke nordfallend auf dem ebenso nordfallenden kristallinen Untergrund.

Ich gehe zunächst zur Beschreibung dieser Aufschlüsse über.

Die Aufschlüsse bei den Terrassen sind durch ausgedehnte Schuttdecken von den nächsten östlichen getrennt. In dem Graben

nördlich des Val Campello ist von den Terrassenbildungen gar nichts mehr zu sehen, Phyllit und Quarzit reichen bis zum Fuße der hohen Dolomitwände, dann unterbricht wieder ein konglomerierter Schuttkegel die Aufschlüsse und im Val Campello ist die Grenzzone wieder verschüttet. Hier treten in der kristallinen Basis die Grünschiefer in großer Mächtigkeit auf. Die besten Aufschlüsse gewährt dann das Val Uzza, in dessen trichterförmigem Quellgebiete tief eingerissene Schluchten und Rünste bis zu den Dolomitwänden hinanreichen. Die Profile und die Ansichtsskizze geben am besten das Bild der Lagerung. (Fig. 1 und 27.)

Der Verrucano streicht auch durch die tiefsten Gräben zusammenhängend durch, er greift also in die Tiefe hinab und sitzt nicht wie bei den Terrassen von Premadio nur oben auf.

Da Gips und Rauhwacke als ein Horizont zusammengefaßt werden können, so liegt im westlichen Teil eine Verdoppelung der Schichtfolge vor; auch für den östlichen Teil ist eine solche wahrscheinlich, wenn auch der Verrucano sich nicht wiederholt. Bemerkenswert ist, daß das untere große Gipslager seiner Schichtung nach ziemlich flach nach N fällt, als Ganzes aber eine sehr steil N fallende Platte bildet, ein Umstand, der für den abnormalen Kontakt der Schichtfolge spricht; das obere Gipslager und die Rauhwacke fallen sehr steil unter den Dolomit ein.

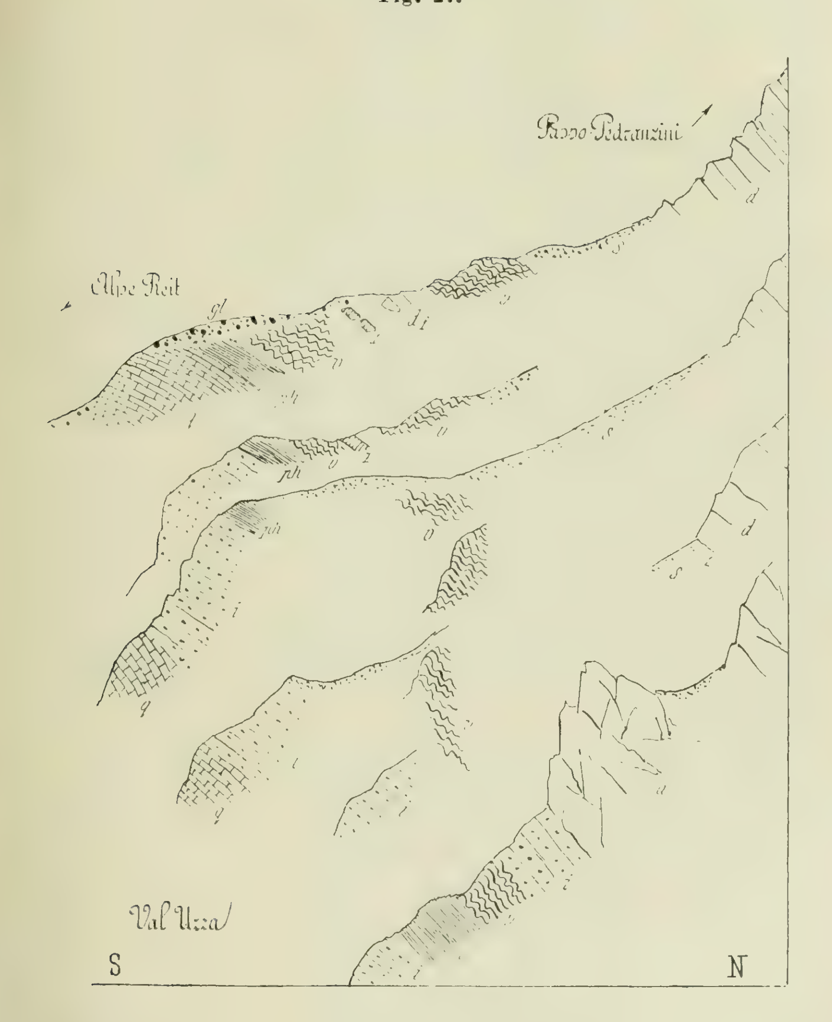
Über die stratigraphische Stellung und Gesteinsausbildung der Schichten wurde in einem früheren Kapitel gesprochen; bemerkt sei noch, daß auch im östlichen Teil im kristallinen Sockel, schon bald unter dem Gips, sich Grünschiefer einstellen.

Von den Terrassen bei Bormio bis zum Rücken ober Alpe Reit rückt die Bruchlinie etwas gegen SO vor; in ähnlicher Weise rückt die Bruchlinie von jenem Rücken wieder gegen die Mitte der Uzzagräben etwas vor und in beiden Fällen wird der Verrucano dadurch schief abgeschnitten; im Val Uzza auch der Rauhwackenzug am westlichen Rand, der auch selbst wieder eine solche kleine Verschiebung zeigt; und ein ebensolches gegen SO-Vorrücken tritt ober Grasso dell' Ables ein.

Am Rücken ober Alpe Solaz liegt, wie oben schon einmal beschrieben, unter der Verrucanoarkose ein Rauhwackenlager; dieses treffen wir auch ober Grasso dell' Ables wieder — es ist hier ein gelblich-weißer rauhwackiger Kalk — auf dem noch stahlgraue Phyllite in schwebender Lagerung liegen; auch die tieferen Quarzitschiefer und Phyllite liegen sehr flach. Der Dolomit, welcher den Wandfuß bildet, aber steht saiger, wie auch schon ober Solaz, und gegen Osten hin verbreitet sich noch dieser saiger geschichtete unterste Wandgürtel, an dem deutlich die kristallinen Schiefer und der Verrucano abstoßen.

Jene stahlgrauen Phyllite ober Grasso dell' Ables stoßen aber wenig weiter westlich an der gegen OSO vorrückenden Bruchlinie ab, bald darauf auch die Rauhwacke und dann grenzen die darunter liegenden quarzitischen und phyllitischen Gesteine direkt an den Dolomit. Am Ursprung des nächsten Grabens, der östlich von Ardop ins Zebrutal mündet, trifft man aber wieder die Folge Dolomit, stahl-

Fig. 27.



Profile durch den westlichen Teil des Ursprungsgebietes des Val Uzza.

Nach der Natur gezeichnet.

q quarzitische Schiefer. — *i* Gips. — *v* serizitische Schiefer des Verrucano. — *ph* Phyllit des Verrucano. — *r* weißlicher brecciös-rauhwackiger dolomitischer Kalk. — *d* Ortlertrias. — d_1 Blöcke von grauem Dolomit, ebenso wie der darunterliegende *r* wahrscheinlich anstehend. — *gl* Moränenwall. — *s* Schutthalden.

grauen Phyllit, Rauhwacke und die gleich darunterfolgenden Phyllite und quarzitischen Schiefer in der Mitte der Murgräben in gleicher Höhe, wo westlich durchweg die kristallinen Schiefer anstehen, und am Ostrand der ganzen Mure liegt die gleiche Serie wieder ein Stück tiefer; von dem Rücken ober Solaz bis hierher ist der Rauhwackenhorizont etwa um 200 *m* tiefer gerückt. Dabei fallen Schiefer und Rauhwacke immer flach N, der Dolomit steht saiger. Der Dolomit rückt durch das ruckweise gegen SO-Vortreten der Bruchlinie hier noch weiter herab, so daß er östlich des eben besprochenen Grabens wieder in direktem Kontakt mit den unter der Rauhwacke liegenden Schichten tritt, nachdem diese wieder an der Bruchlinie abschneiden.

Daß die vorgelagerte flachliegende Schieferzone des Zebrutales an dem senkrecht in die Tiefe setzenden Dolomit abschneidet, sieht man weiterhin deutlich in den Gräben ober den Baite del Zebru; sie enden alle am Fuße der steilen, senkrecht geschichteten Dolomitwand, während die beiderseitigen, aus Quarzit oder Phyllit bestehenden Rücken hoch an der Wandfläche hinaufreichen. Dabei verläuft die Bruchlinie immer mehr gegen OSO, so daß sie gegenüber Baita di campo nahezu die Sohle des Zebrutales erreicht. Die tiefe Schlucht des Gletscherbaches der Vedretta del campo eröffnet hier einen guten und bequem zugänglichen Einblick; auf diesen Aufschluß dürften sich wohl Gümbels Angaben vom „Prato Beghino“ beziehen. Der Verrucano fehlt hier; am Eingang der Schlucht stehen flach nordfallend Muskovitquarzite an, dann folgten steiler nordfallend einige Bänke gelben rauhwackigen Dolomits und unmittelbar daneben steigt senkrecht die Wand des Dolomits empor, am Rand stark zerrüttet und zerknittet, etwas bergeinwärts die saigere Aufstellung zeigend. Die Bruchlinie schneidet in SO-Richtung schief durch die Schlucht, so daß die Rauhwacke am rechten Ufer weiter bachaufwärts ansteht als am linken.

Überblicken wir die abgegangene Strecke der Bruchlinie [1]), so sehen wir besonders im Zebrutal den Charakter der senkrechten Verwerfung deutlich ausgeprägt. Die bergeinwärts gerichtete Neigung der vorgelagerten Schichten macht es unmöglich, eine Aufschiebung dieser Schichten auf den Dolomit anzunehmen, besonders im Val Uzza, wo die Bruchfläche sogar etwas gegen N einfällt und die vorgelagerten Schichten sehr steil darunter hineinschießen und dementsprechend scheint mir zur Erklärung der Schichtverdoppelungen im Val Uzza kaum ein anderer Ausweg als die Annahme gegen N einfallender Parallelverwerfungen zur Verfügung zu stehen. Auch die Terrassen ober den Bädern lassen sich noch auf diese Weise erklären; das Profil ist hier ein ganz analoges wie im Val Uzza, nur ist die Lagerung des Verrucano eine flachere; gegen Osten zu schneidet die SO verlaufende Bruchlinie die Terrassen ab. Für die Terrassen ober Premadio gestehe ich allerdings zu, daß diese Erklärung allein noch nicht ganz befriedigend ist, besonders bei der oberen Terrasse. Doch steht sie mehr in Übereinstimmung mit den östlich und westlich

[1]) In der Übersichtskarte (Taf. II) ist dieselbe nur schematisch mit Vernachlässigung der Einzelheiten eingetragen.

davon sichtbaren Lagerungsverhältnissen als die Erklärung durch Überschiebung.

Von Baita di campo an wendet sich die Zebrubruchlinie wieder gerade gegen O und schneidet infolgedessen wieder in das Bergmassiv ein. Gleichzeitig ändert sich auch die Lagerung der vorgelagerten Schieferzone, indem von der Baita del pastore an die Schiefer nicht mehr gegen den Ortlerdolomit einfallen, sondern steil von ihm ab. Bei Baita del pastore selbst fallen die Quarzschiefer noch steil bergein, die über dem rauhwackigen Dolomit liegenden Serizitphyllite fallen aber bereits steil gegen SSO und diese Lagerungsverhältnisse beherrschen den Hintergrund des Zebrutales, wo an den Pale rosse an der Bruchlinie Ortlerdolomit und Phyllit nahezu saiger aneinanderlehnen (Fig. 15), während gegen das Zebrujoch hin die Neigung der Phyllite rasch bis zu flachem Südfallen nachläßt. Von Baita del pastore an fehlen Serizitschiefer und Rauhwackenhorizont an der Bruchlinie; an den Pale rosse und am Königsjoch grenzt der Ortlerdolomit unmittelbar an Quarzphyllit, beziehungsweise an die im Quarzphyllit steckenden Chloritschiefer.

Hier im oberen Zebrutal treten im Bereiche der Bruchlinie Porphyritgänge und Diorit sowohl im Phyllit als im Triasdolomit auf, welche von Kontakthöfen umgeben sind. Ich habe dessen schon oben erwähnt und verweise auf die Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1902. Berichtigend nachgetragen sei hier aber, daß schon Curioni in seiner Geologia applicata 1877 bei Beschreibung der Erzlager an der Cima della Miniera die Durchdringung des Dolomit durch „Syenit" und die Kontaktbildungen erwähnt. Curioni führt die Erze aber nicht als Kontaktprodukte auf. Es gebührt ihm also das Verdienst, zuerst das Aufsitzen jener Gänge im Ortlerdolomit beobachtet zu haben.

Besonders reich an solchen Intrusionen ist, wie früher bemerkt, die Königsspitze. Am Königsjoch steht dicht an der Grenze von Trias und Kristallinem auf der Südseite ein Dioritstock an, dessen porphyrische Randfazies mannigfach die umgebenden zersprengten Schiefer durchdrungen und alle hochgradig metamorphosiert hat. An der Südseite der Königsspitze, wo die breite Schneerinne von der „Schulter" herabkommt, grenzt westlich dieser Rinne Diorit direkt an den Ortlerdolomit. Am Grat oberhalb des Joches steht an der Grenze ein dunkelgrünes, feinkörniges richtungslos struiertes Gestein an, das — der mikroskopischen Untersuchung nach — aus Diopsid, sekundärem Chlorit und Kalzit besteht und sehr erzreich ist. (Pyrit und Kupferkies.) Da auf der Felsinsel im Suldenferner, am Weg zum Königsjoch, Chloritschiefer an den Ortlerdolomit grenzt, so ist in jenem Gestein wohl die kontaktmetamorphe Fortsetzung des Chloritschiefers zu vermuten. Dieses Gestein bildet auch an der Nordseite des Königsjoches die Grenze zwischen Ortlertrias und kristallinem Gebiet. Der Ortlerkalk selbst ist an der Grenze ein lichter zuckerkörniger Kalk, der von Rutschflächen durchzogen ist, an denen der Kalk gelbe und grüne dichte specksteinartige Überzüge von Serizit besitzt, welche eher auf Druck- und Gleitungswirkungen zurückzuführen sind, als auf Kontaktmetamorphose; die Kontaktmineralbildungen, welche an

der Cima della Miniera in der Umgebung der Porphyrite auftreten, fehlen hier, nur die Farbe und Struktur des Dolomits erinnert noch an jene Kontaktzonen und dies gilt auch für die Stelle, wo der Diorit direkt an den Dolomit grenzt; Verschmelzungen der Gesteine, Apophysen und Kontaktmineralien fehlen hier ganz, dagegen zeigt der Dolomit Rutschflächen. Die Schiefer stehen am Königsjoch nahezu saiger, am Kreilspitz sogar mit etwas Neigung gegen NNW, gegen das Schrötterhorn zu geht das Fallen in SSO-Fallen über, und wird gegen den Cevedalepaß zu immer flacher. Die Lagerung des Dolomits unmittelbar an der Bruchlinie ist unklar, das Gestein in verschiedenen Richtungen zerspalten, an der Ostseite beobachtet man flaches NW-Fallen.

Deutlicher noch als aus den Einzelbeobachtungen unmittelbar an der Grenzzone tritt der Charakter dieser Linie als Bruchlinie hervor, wenn man die Tektonik des ganzen angrenzenden Triasgebietes ins Auge faßt, wie dies oben geschah; die einzelnen Falten, in welche die Trias vom Madatschjoch bis zum Königsspitz gelegt ist, divergieren in der Richtung ihrer Achsen mit dem Verlauf der Bruchlinie und werden deshalb der Reihe nach von dieser abgeschnitten. Damit ist am einfachsten der Einwurf Termiers entkräftet, daß es sich bei der Zebrubruchlinie nur um lokale Störungen ohne weitere Bedeutung für den Gesamtbau handle.

Des weiteren läßt sich daraus der Schluß ziehen, daß die Bruchlinie sehr wahrscheinlich jünger ist als die Zusammenfaltung der Ortlertrias. Der nördliche Flügel ist an der Bruchlinie abgesunken, denn die Trias liegt hier gleich hoch, wie südlich der Bruchlinie der Quarzphyllit. Doch dürfte der Betrag der relativen Senkung kein sehr großer sein, da südlich der Bruchlinie ja noch der Verrucano auf dem Phyllit liegt, und zwar tiefer als an der Suldener Basis des Ortler. Serizitschiefer an der Suldener Basis: Marltberg 2600, Kuhberg 2700, Hintere Grat 2800, Fuß der Königsspitze 2600 — Zebrutal, Serizitschiefer, Baita dell pastore, oberer Rand an der Bruchlinie 2400, Prato Begleno 2000, unter Passo dell' Ables 2500 und unter Passo Pedranzini 2300 *m*.

Wo die Zebrubruchlinie im Osten endet, darüber lassen sich nur Vermutungen aufstellen. Zunächst verläuft die Bruchlinie vom Königsjoch über den Suldenferner hinab in der Richtung gegen die Schaubachhütte und die Annahme, daß die Rauhwacke bei dieser ihre tiefe Lage nahe den darüber aufsteigenden Phyllitwänden des Eisseespitz und Butzenspitz der Wirkung dieses Bruches verdankt, ist naheliegend. Damit würde sich dieser bis nahe zum Madritschjoch verfolgen lassen. An diesem selbst fehlt jedes deutliche Zeichen einer Störung und die einzige Möglichkeit in dem isoklinalen Schichtbau des oberen Madritsch- und Pedertales eine Fortsetzung des Zebrubruches zu finden, wäre die, den Gips an der Marteller Vertainen als überschobenen Rest der Rauhwacken-Gipszone des Zebrutales anzusehen, eine Deutung, welcher verschiedene Bedenken entgegenstehen, wie ich bei Beschreibung der Laasergruppe auseinandergesetzt habe. Einzig die verlockende theoretische Verlängerung jener Störungszone ist es, welche dafür spricht. Weiter gegen Osten fehlt auch jede, wie

immer geartete Andeutung einer Fortsetzung dieser Bruchlinie in den gleichmäßig gegen S einfallenden Phyllitmassen.

Die zweite der obengenannten Bruchlinien, die **Trafoierlinie**, ist teilweise schon seit Theobald bekannt, welcher die Auflagerung der kristallinen Schiefer auf dem Mesozoikum im Brauliotal und Stilfserjoch zuerst beschrieb.

Ihr Verlauf wurde schon oben größtenteils angegeben: Corno di Radisca — Bocca di Braulio — Filone Mout — Vitellijoch — Stilfserjoch — Franzenshöhe. Entlang dieser Linie liegen auf dem Mesozoikum kristalline Schiefer, die im Streichen und Fallen die gleiche Richtung einhalten wie die Dolomite darunter. Es sind am Radiscakamm Phyllite mit einzelnen Lagen von Orthogneisen, welche im Hangenden den ganzen Monte Braulio zusammensetzen; am Scorluzzo und Filone Mout ebenfalls phyllitische Schiefer, Granitgneis und Grünschiefer. Ein Lager von Muskovitgranitgneis, stellenweise mit Feldspataugen zieht an der Überschiebungsfläche unter dem Scorluzzo hin, ebenso an der Bocca di Braulio; Grünschiefer gleich denen im Zebrutal treten an der Nordseite und Westseite des Scorluzzo vom Ebenen Ferner bis zum Westkamm hinaus auf; die Hauptmasse des Scorluzzo besteht aus Phyllit. In der Mulde westlich zwischen Scorluzzo und Filone Mout setzen im Schiefer Gänge (Lagergänge?) eines granitporphyrischen Gesteins auf.

Am Filone Mout und Scorluzzo folgt das Streichen der kristallinen Schiefer ganz dem Verlauf des Überschiebungsrandes. Das Fallen ist nach innen, das heißt nach N, beziehungsweise NW und W gerichtet. Am Stilfser Joch dreht sich das ONO-WSW-Streichen, welches man an den obersten Windungen der Stilfserjochstraße (auf der Trafoier Seite) beobachtet, ziemlich rasch in NS-Richtung um (mit W-Fallen); daß dies nicht durch einen Bruch sich vollzieht, ist an einer Bank von Granitgneis zu sehen, welche an der Straße gegenüber dem Hotel Ferdinandshöhe ansteht und auf der anderen, südlichen Straßenseite sich fortsetzt. Dieses NO-Streichen (stellenweise auch nach NNO-SSW) hält an der ganzen Nordseite des Scorluzzo in den Schiefern an.

Westlich des Stilfserjochs, unter dem Scorluzzo, tritt, umgeben von Firn und Moränen, eine Insel von anstehendem Triasdolomit auf, welche Frech zuerst entdeckt hat und die er für ein Fenster in der Überschiebungsdecke nahe dem Rande derselben erklärt, eine Erklärung, die viel Wahrscheinlichkeit besitzt; es wäre sonst auch möglich, an eine kleine Einfaltung zu denken, ähnlich der ober der Stilfserjochstraße unter dem Goldsee, von der später die Rede sein wird.

Die Neigung der Aufschiebungsfläche wurde schon oben als 50°—60° für die Bocca di Braulio angegeben; sie nimmt von oben nach unten an Neigung zu.

Vom Stilfserjoch bis Franzenshöhe liegt die Grenze von Urgebirge und Kalkgebirge gerade in der Talsohle, im oberen Teil rinnt der Bach an der Grenze auf dem anstehenden Fels, im flachen Teil des Tales ist sie von Schutt überdeckt. Aus diesem Verlauf folgt,

daß die Grenzfläche beider hier nahezu saiger sein muß, da sonst die Grenze ins nördliche Gehänge hinausstreichen müßte. Das Streichen der beiderseitigen Gesteine ist auch hier gleichlaufend mit der Grenzlinie (ONO—WSW), das Fallen gegen N gerichtet. In den Dolomitfelswänden gegenüber den oberen Windungen der Straße sieht man auf weithin einen kleinen gegen S überkippten Sattel, der auch auf der Tafel XXIV in Frechs Abhandlung ersichtlich ist. Er reiht sich den anderen gegen S überkippten Falten der Umgebung an.

Unter Franzenshöhe tritt der Dolomit etwas auf das nördliche Ufer des Baches über; die Grenze gegen das Kristalline ist aber auch hier überschüttet. Das Streichen des Dolomits in den randlichen Teilen ist von Franzenshöhe abwärts bis zur Bärenklamm abweichend von dem der Schiefer; während diese ober der Straße nur OW oder ONO—WSW streichen, mißt man im Dolomit vorwiegend Streichrichtungen, die um die NS-Linie schwanken, untergeordnet nur nach ONO streichende Partien. Die Lagerung ist überhaupt rascher wechselnd.

Vom oberen Ende der Bärenklamm an tritt ein neues Element im Laufe der Trafoierlinie auf: Es liegen nämlich zwischen dem Ortlerdolomit und den kristallinen Schiefern die Serizitphyllite. Sie setzen unterhalb der Straße bei der Cantoniera del bosco ein; wo die Straße von oben kommend in den Felsanschnitt beim Weißen Knott eintritt, sind sie an einer kleinen Verwerfung in die Höhe gerückt und bilden nun die von der Straße angeschnittenen Felsen beim Weißen Knott, der von ihnen seinen Namen empfangen hat. Die untere Grenze der Serizitphyllite zieht bis unter den Knott an der Wand über dem Bach hin, wendet sich unterhalb jenem gegen NO ins Gehänge hinaus und endet an dem südlich der Tartscher Alm herabkommenden Murkegel. Die Serizitphyllite fallen gleichsinnig mit dem kristallinen Schiefer flach bergein bei nordöstlichem Streichen. Der Dolomit dagegen streicht NNO und fällt steil (mit einigen Ausnahmen, zum Beispiel an der Bärenbrücke) gegen das Tal ab. An der Grenze beider steht an dem Steig eine schmale Lage rostig gefärbter Rauhwacke an, welche Trümmer von Serizitphyllit enthält und solche von dem porösen, weißlichen, erzführenden Kalk, welcher das Hangende des übrigen dunkelgrauen Dolomits bildet.

Die Bruchlinie verläuft also hier wahrscheinlich zwischen Dolomit und Phyllit und dies wird dadurch bestätigt, daß dort, wo die Dolomitwand endet und die Bruchlinie die Schutthänge des Tales erreicht, zwischen Dolomit und Phyllit eine Scholle stark zerquetschter und mit Rutschflächen durchzogener Schiefer, ähnlich denen, wie sie über dem Serizitphyllit an der Straße anstehen, liegt und in ihnen auch eine Lage von Augengneis. Die Stellung der Bruchfläche ist wahrscheinlich eine sehr steile.

Die Trafoierbruchlinie vom Brauliotal bis zum Weißen Knott unterscheidet sich von der Zebrubruchlinie also wesentlich dadurch, daß ihr Verlauf mit dem Streichen der beiderseitigen Schichten zusammenfällt. Sie ist entweder älter als die Faltung und diese hat an ihr die Überschiebung erzeugt oder sie ist gleichzeitig mit der Faltung und aus dieser hervorgegangen. Sowohl bei der Zebrubruch-

linie als bei dieser liegt der triadische Flügel tiefer, es hat also ersichtlich eine Senkung des Landes zwischen den beiden Linien stattgefunden. Ich kann daher Frech nicht beistimmen, wenn er von einer Hebung spricht. Die jetzige größere Höhe einiger Gipfel ist allein durch die Mächtigkeit der mehrfach gefalteten Dolomite zu erklären, abgesehen davon, daß die Überhöhung gegenüber den Hochgipfeln der südlichen Ortlerkette auch in diesen Gipfeln nur gering ist. Rothpletz fügt die Bruchlinie vom Stilfserjoch nach Trafoi in den Zug seiner „südlichen Randspalte" ein, setzt dieselbe aber vom Stilfserjoch zur Bocchetta di Forcola fort (und durchs Forcolatal zum Monte Solena etc.). So weit sie durch die Weideflächen und Moränen des oberen Brauliotal geht, läßt sich über ihr Vorhandensein nichts aussagen; an der Bocchetta di Forcola fehlen, wie ich selbst gesehen habe und wie auch Herr Dr. O. Schlagintweit mir mitteilt, alle Spuren einer solchen großen Bruchlinie, und am Stilfserjoch setzt die Bruchlinie, welche von der Franzenshöhe heraufzieht, ununterbrochen sich in die Scorluzzoüberschiebung fort. Rothpletz zeichnet auf seinen Profilen selbst die Schichten beiderseits der „Randspalte" vollkommen gleichlagernd ein; daß die Drehung im Streichen am Joch ohne größeren Bruch vor sich geht, wurde schon oben beschrieben und entsprechend dem geänderten Streichen ist auch das Fallen verändert; sie fallen aber eben südlich des Joches, nicht nach SW, sondern nach WNW und am Vitellijoch nach NW ein.

Jedenfalls steht die Linie Radisca—Franzenshöhe, wie sie jetzt vorliegt, in unmittelbarem Zusammenhang und Abhängigkeit von der Faltung des Gebirges. Das überlagernde Kristallinische von Radisca und Scorluzzo kann aber doch nicht einfach als ungestörter Hangendschenkel einer liegenden Mulde betrachtet werden, wie es Rothpletz und vor ihm Theobald angenommen hat, da wir uns hier an der Grenze von Kristallinem und Dolomit ja doch dicht am rhätischen Muldenkern befinden und doch nicht angenommen werden kann, daß die ganze Trias des Liegendflügel hier auf einmal zu einem relativ schmächtigen Dolomitlager zusammenschrumpft[1]). Des weiteren aber fehlen zwischen Trias und Kristallinem die Serizitschiefer, Gips und Rauhwacke, oder doch die ersteren. Der Kontakt an der genannten Linie ist jedenfalls tektonisch, wenn auch die Zerreißung und Verschiebung der Schichten vielleicht durch die Überfaltung hervorgerufen wurde.

Verwickelter als in dem bisher beschriebenen Teil der Trafoier Bruchlinie gestalten sich die Verhältnisse nun beim Betreten des Trafoiertales, da hier mehrere Bruchlinien zusammentreten.

Der Talboden ist mit glazialem und nachglazialem Schutt erfüllt, so daß ein unmittelbares Aneinanderstoßen der Schichten erst unterhalb Trafoi zu sehen ist. Oberhalb Trafoi senken sich an der rechten Talseite die Platten des Ortlerdolomits bis ins Tal herab, in dieses bei annähernd NS-Streichen abfallend; die linke Talseite dagegen besteht aus kristallinen Schiefern, die senkrecht dazu streichen und gegen N fallen. Gerade gegenüber den Häusern von Trafoi entragt

[1]) An den Corne di Pedenollo liegt übrigens das Kristalline direkt auf dem Rhät.

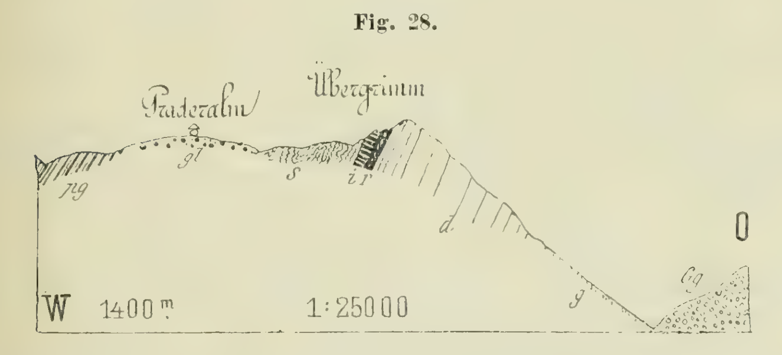
ein steiler Felskopf dem Glazialschutt. Er besteht im nördlichen Teil aus sehr dunklem, bituminös riechendem, dünnbankigem, teilweise etwas brecciösem Ortlerdolomit; im südlichen Teil lagert darauf, gegen den Bach abfallend, der weißliche erzreiche dolomitische Kalk, wie er im Rauhwackenhorizont an anderen Orten vorkommt — in ihm bemerkt man kreisrunde lichtere Einschlüsse, die an Crinoiden erinnern — und über diesem erzführenden Gestein ein gelblicher dolomitischer Kalk, rauhwackig. Überschreitet man die Moränenterrasse, welche die Höhe des Kopfes einnimmt, bis zum Ausgang des von der Nordwestseite des Hochleitenspitz herabkommenden Wildbachgrabens, so stoßt man in diesem auf ein Gipslager als unterstes Anstehendes an der linken Seite. Über dem Gips — dessen Lagerung nicht sicher ist wegen Verrutschungen — steht Rauhwacke an und darüber ein hellgelber brecciöser Kalk, gegenüber dem Gips auf der anderen Seite ein lichter grobspätiger Kalk, wie er in diesem Horizont auch anderenorts vorkommt. An beiden Seiten des Baches steht gleich oberhalb dieser Gesteine ein quarzreicher Phyllitgneis an entsprechend dem Schiefer an der Stilfserjochstraße, NW streichend und S fallend. Über ihm folgt aber bald darauf wieder eine Bank von gelbem Dolomit, von einem grauen blättrigen Phyllit überlagert. An der Grenze beider bemerkt man mehrere kleine stufenförmige Absitzungen. Wir haben also hier am Ausgang dieses Grabens sowie an dem Felskopf gegenüber Trafoi die Gesteine des Rauhwackenhorizontes in verschiedentlich gestörter und überstürzter Lagerung, eingesenkt zwischen die kristallinen Schiefer, welche am selben Berghang anstehen (mit annähernd OW-Streichen und steilem S-Fallen) und jenen der gegenüberliegenden Talseite (Phyllitgneis und Granitgneis, WNW streichend und NNO fallend). Es handelt sich also um eine an Bruchlinien eingesunkene Partie; sie gehört nicht zum Liegenden der Ortlermasse, welche erst südlich dieses Köpfchens das Tal erreicht. Eine solche Umgrenzung dieses Köpfchens durch zwei Verwerfungen nimmt auch Rothpletz an.

Steigen wir nun durch die Talschlucht nach Gomagoi hinab, so erheben sich zu unserer Linken die hohen Triasdolomitwände des Kleinboden und Übergrimm, zu unserer Rechten aber bestehen die Hänge aus Phyllitgneis und dem Gomagoiergranit. Erstere streichen OW und fallen dachartig vom Granit weg gegen S ab; nur ganz am Fuß der Hänge, gegenüber dem „Äußeren Hof“ beobachtete ich NS-Streichen bei saigerer Stellung. Die Trias der linken Talseite streicht vorwiegend NNO und fällt steil bergein: sie liegt überkippt, denn auf ihr liegen in gleicher steiler Stellung Rauhwacke und Gips am Übergrimm und darüber mannigfach gefältelt die Serizitphyllite im Graben östlich der Prader Almhütten. Invers unter der Rauhwacke, beziehungsweise unter dem Gips, da dieser sich weiter gegen NNO erstreckt als die Rauhwacke, liegt ein weißadriger Dolomit, darunter folgen dünnbankige, wenig dolomitische schwärzliche Kalke, dann schwach geschichteter grauer Dolomit, der nach „unten“ zu dunkler wird und am Fuß der Wände ragen noch die Schichtköpfe eines schwärzlichen dichten dolomitischen Kalkes auf, der dem oben genannten ähnlich sieht. Den Fuß der Wände umhüllen fast überall steile Schutt-

halden; in den zwei großen Murbrüchen zwischen der untersten und der obersten Straßenbrücke erhält man zusammenhängende Profile bis zum Bach herab und hier ist auch die Grenze gegen das Kristalline erschlossen.

In der unteren der beiden Muren, — zwischen der ersten und zweiten Brücke, von Gomagoi aus gezählt — reichen die Dolomitwände bis zum oberen Rand der Mure, — der Dolomit ist hier lichtgrau, ganz am Rand aber dunkelgrau mit bräunlicher Verwitterungsfarbe; darunter hinein gepreßt ist ein stark gequälter quarzitischer Schiefer; etwas tiefer unten in der Mure steht aber nochmals Dolomit an (hellgrau, zertrümmert), der unterlagert wird von einem quarzreichen Phyllitgneis, der bis zum Bach hinab reicht und hochgradig zerquetscht ist. — Am rechtsseitigen Rand der Mure reicht der Dolomit aber bis ganz zum Bach herab: es liegt hier also jedenfalls eine Querverwerfung vor, an der der südliche Flügel tiefer liegt. Die Verlängerung dieser

Fig. 28.



pg Phyllitgneis. — *Gg* Gomagoier Granit. — *s* Serizitphyllit. — *i* Gips. — *r* Rauhwacke. — *d* Ortlerdolomit. — *gl* Moräne. — *g* Schutthalden.

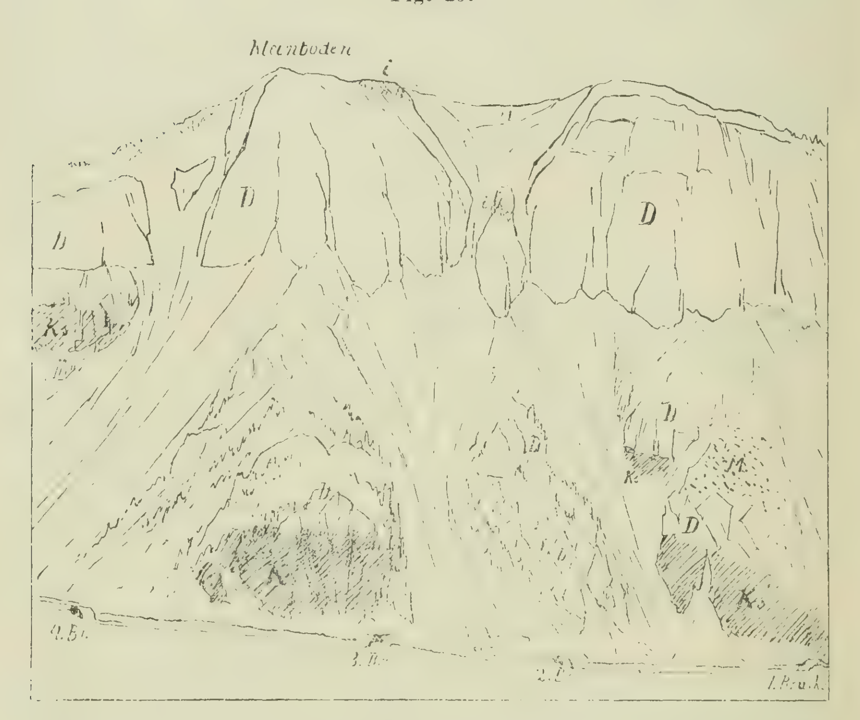
Verwerfung trifft gegen W zusammen mit der trichterförmigen Einsenkung in den Wänden zwischen Kleinboden und Übergrimm, diese Einsenkung entspricht aber ebenfalls einer Verwerfung, da der am Kleinboden anstehende Gips und Rauhwacke am oberen südlichen Rand dieses Trichters absetzt und dann am untersten Ende des Trichters dicht ober den hohen Wänden wieder ansteht. Diese und die oben genannte Verwerfung sind zwei nahe nebeneinander parallel laufende Querbrüche, an denen die dazwischenliegende Scholle abgesunken ist. Die zweimalige Wiederholung der kristallinen Schiefer übereinander kann am besten auch durch einen kleinen Querbruch erklärt werden. Die oberen Schiefer sind nämlich nur in der Mitte der Mure anstehend, am Nordrand, wo tiefer unten der Dolomit wieder ansteht, liegt in der Höhe, über dem Dolomit Moräne und Gehängeschutt, so daß es fraglich ist, ob jene oberste Lage von kristallinem Schiefer sich auch über dem unteren Dolomit hin fortsetzt. Nimmt man dies nicht an, so erklärt sich die Lagerung leicht durch eine Absenkung des Nordrandes gegenüber dem mittleren oberen Ende. Nimmt man an, daß

sie sich fortsetzen gegen Norden, so liegt eine kleine staffelförmige Parallelverwerfung zur Längsbruchlinie vor.

Der südliche Teil der Triaswände vom Kleinboden bis zum Furkelbach zeigt uns noch ein paar solcher Querbrüche, die sich durch den ruckweisen Wechsel in der Höhenlage der Grenzlinien bemerkbar machen.

Während am Nordrand der oben beschriebenen Mure der Dolomit bis zum Talboden herabreicht, steht im unteren Teil des nächsten

Fig. 29.



Ansicht der linken Seite des Trafoiertales zwischen Gomagoi und Trafoi.

Nach der Natur gezeichnet.

Ks kristalline Schiefer. — *D* Triasdolomit. — *i* Gips. — *M* Moräne.

südlichen Murgrabens (zwischen der dritten und vierten Brücke) bereits wieder Phyllitgneis an, an der Straße herunten ist das Kristalline derart zermalmt, daß man nicht mehr sicher angeben kann, auf welche Art von kristallinem Schiefer das Gestein zurückzuführen ist; vielleicht auf Granitgneis. Über dem Phyllitgneis in der Mure liegt dann ein dunkelgrauer, dickbankiger Dolomit; Dolomit und Schiefer streichen, soweit es bei der Zerrüttung der Gesteine sich erkennen läßt, parallel dem Tal und fallen steil bergein. Oberhalb der vierten Brücke rückt dann der untere Rand der Trias plötzlich gegen 200 *m* in die Höhe. Er durchschneidet die Triasmasse in dem tiefen Graben,

der die hohe Felsklippe des Kleinboden von der südlichen niederen Wandflucht trennt. Am Furkelbach endet die Triasscholle des Kleinboden-Übergrimm, und zwar wahrscheinlich ebenfalls an einer kleinen Querverwerfung; am Nordufer des Baches stehen noch von oben nach unten an: Rauhwacke, Ortlerdolomit, der durch eine Einlagerung von tonig-mergeligem Schiefer als zu den Basisschichten gehörig sich zeigt, quarzitischer Phyllitgneis, ähnlich dem an der Stilfserjochstraße oberhalb Trafoi, NNO streichend und ausnahmsweise OSO fallend. Diese Schichtfolge endet nun plötzlich am Bach; das jenseitige Ufer besteht aus Augengneis, in dem Schuttanriß des Baches tauchen aber noch einige Trümmer anstehenden Gesteins auf, und zwar: gegenüber dem Ortlerdolomit eine kleine Scholle Phyllitgneis und zwischen ihr und dem Augengneis die Rauhwacke; tiefer unten, gegenüber dem Phyllitgneis des Nordufers eine Klippe, bestehend aus: Schiefer, darüber ein schmales Band Dolomit und auf ihm Rauhwacke. Entsprechend der Lage im Aufrißgebiet des Baches muß hier natürlich auch mit jungen Verrutschungen gerechnet werden.

Die abgetrennte Fortsetzung dieses Triaszuges bildet der oben beschriebene Felskopf gegenüber Trafoi und der Gips in dessen Nähe.

Überblickt man also nochmals die Talstrecke Trafoi—Gomagoi, so sieht man, daß hier die jüngeren Schichten der überkippten Trias der linken Talseite mit den senkrecht daraufstreichenden kristallinen Schiefern der Gegenseite zusammenstoßen — nur unmittelbar an der Grenze ist auch an den Schiefern eine dem Triasstreichen ähnliche Lagerung zu sehen, sofern nicht die Zertrümmerung und Zermalmung alle Gesteinsrichtungen aufgehoben hat. Es kann also gefolgert werden, daß parallel der Talsohle und nahe derselben die schon bei Trafoi bemerkbare Bruchzone sich fortsetzt bis Gomagoi. Der Westrand der Kleinbodentriaszone ist die normale, überkippte Basis der Schichtfolge. Die Neigung der Bruchflächen dürfte sehr steil gegen NNW gerichtet sein. Diese ältere Bruchzone wird von mehreren jüngeren kleinen Querverwerfungen durchschnitten.

Der Triasdolomit des Übergrimm endet am Platzerbach und jenseits der das Tal erfüllenden Glazialschuttmassen steht der Serizitphyllit an, in welchem innerhalb Platz beiderseits des Weges Rauhwacke liegt und der grobspätige helle Dolomit, welcher diese oft begleitet; neben der Rauhwacke steht auch noch ganz wenig dunkelgrauer Dolomit an. Die Serizitphyllite bilden die unteren Berghänge ober Stilfs und Platz; sie streichen am Bergkamme zwischen Platzerbach und Tramontanbach NNW bis NS und fallen flach gegen W unter die Phyllitgneise hinein, an dem Berghang, an dem das Dorf Stilfs liegt, dreht sich aber das Streichen nach ONO herum bei flachem N-Fallen. In dem Graben von Gaviert (in der Spezialkarte fälschlich Gawrik geschrieben) rückt die Schichtgrenze gegen das ältere Gebirge dementsprechend ganz herab zum Suldnerbach, vielleicht auch unter Hinzutreten einer kleinen Querverwerfung unterhalb Tascheldri. Die Serizitphyllite stehen dann an der Reichsstraße in der Taltiefe an, oben überdeckt von der Moränendecke der Folnairerterrasse.

Unterhalb Mooshof taucht an der Reichsstraße dann plötzlich eine kleine Felsmasse von Ortlerdolomit auf, rings von Glazialschutt

umgeben und bis Schmelz bei Prad folgen drei weitere, größere Felsköpfchen. Die größte Menge von Ortlerdolomit steht dann oberhalb der Kalköfen von Schmelz an. Könnte man bei den früheren Felsen innerhalb Schmelz allenfalls noch an ungewöhnlich große glaziale Irrblöcke denken, so ist dies hier ausgeschlossen, da die Masse des infolge seiner Brüchigkeit übrigens zu einem derartigen Transport ganz ungeeigneten Dolomits hier so groß ist, daß er schon seit Jahren für jene Kalköfen abgebaut wird und, wie die Erbauung eines neuen solchen Ofens im Jahre 1906 zeigt, voraussichtlich noch für manche weiteren Jahre Material liefern wird.

Hier bei den Kalköfen wird der Dolomit von Serizitphyllit unterlagert, der NNO streicht und ziemlich steil unter den Dolomit einfällt. Oben wird der Dolomit von Moräne überdeckt. In dem kleinen Tälchen, welches von der Schmelz zwischen den Dolomitvorkommen gegen den Praderberg hinaufführt, liegen ebenfalls Phyllite unter dem Dolomit, die hier aber WNW streichen und gegen NO fallen; auch sie enden unter Thial in der Moräne. Alle anderen Dolomitvorkommen sind rings von Schutt umgeben; bei dem Felskopf über den Häusern von Schmelz (Kapelle) steht schon nahe dem Kopf des Dolomites auf dem Waldkamm grünschieferähnliche Amphibolite an von gleicher Art wie sie im Tschrinbach bei Prad im Hangenden des Phyllitgneises liegen; Streichen NNW, Fallen steil gegen ONO; am Hang gegen das oben genannte Tälchen steht Quarzit und näher dem Bächlein noch Serizitphyllit an. Moränen trennen dieses Anstehende von dem nächsten Anstehenden am Berg; die Lagerung des Dolomits selbst ist unsicher, da er keine deutliche Schichtung zeigt und regellos zerklüftet ist. Die breite Schuttfläche des Bachbettes trennt die Aufschlüsse in der Schmelz von denen der gegenüberliegenden Talseite. An dieser streichen die Schiefer parallel dem Tallauf und fallen bergein. Sie sind hin und hin im tieferen Teil der Gehänge hochgradig gequetscht und gepreßt, so daß ich trotz mehrmaliger Begehung dieser Gehänge mir kaum klar zu werden vermochte, welcher Schiefergruppe sie im einzelnen zuzurechnen sind. Sicher sind äußerst druckschieferige Granitgneise darunter, außerdem wohl auch Phyllitgneis, möglicherweise auch noch Lagen von Serizitphyllit im untersten Teil des Gehänges.

Östlich Prad endet die Serizitphyllitzone an dem Alluvium des Etschtals. Sie liegen hier auf den Phyllitgneisen und Amphiboliten[1]).

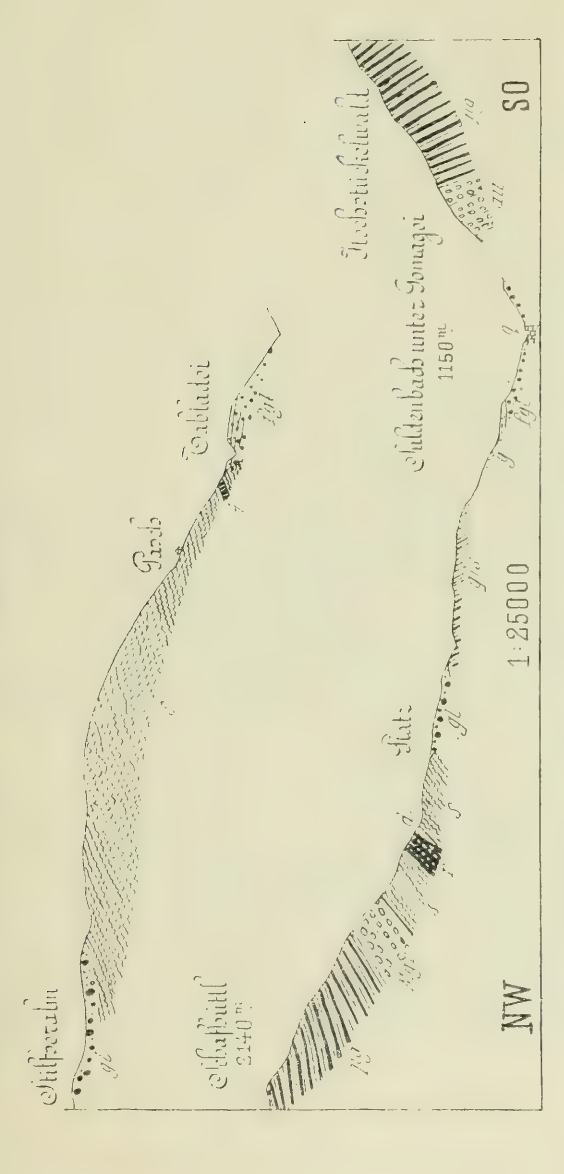
Ich habe diese Aufschlüsse bei der Schmelz auch deswegen hier genau beschrieben, damit jedermann sie mit Termiers Darstellung und seinen phantasievollen Schlüssen vergleichen kann.

Um die Schilderung des Tales von Gomagoi bis Prad abzuschließen, sei noch angegeben, daß bei den Häusern von Gomagoi Granitgneis ansteht; die Felsklamm, in der der Bach von Gomagoi bis zum Masulhof fließt, besteht aus saiger stehenden, parallel dem Bach, also nahezu NS streichenden Bänken von Granitgneis, der stellenweise ganz quarzitischen Habitus annimmt. Im Gehänge des Hochstückelwald (rechte Talseite) geht dieses Streichen allmählich

[1]) Siehe Beschreibung der Laasergruppe und die zugehörigen Profile.



Fig. 30.



pg Phyllitgneis. — *gls* Glimmerschiefer. — *q* Quarzit. — *au* Augengneis. — *Mgr* Muskovitgranitgneis. — *s* Serizitphyllit. — *r* Rauhwacke. — *d* Dolomit. — *i* Gips. — *gl* Moräne. — *fgl* Fluvioglaziale Ablagerung. — *g* Gehängeschutt.

in das NO-Streichen am Praderberg über; der Granitgneis ober Trushof streicht nach NNO und fällt sehr steil bergein und in den darüber liegenden Schiefern verflacht sich der Neigungswinkel.

Am Ausgange des Platzertales unterhalb Platz und St. Martin steht noch Phyllitgneis an mit NO-Streichen. Die eigentliche Grenzzone von Kristallinem und Dolomit ist durch Schutt verdeckt.

Ich habe bereits in der Voranzeige den Trias-Verrucanozug, welcher das Tal von Trafoi bis Prad begleitet, als eine unvollständige, an Bruchflächen zerrissene überkippte Synklinale zu erklären gesucht und es erscheint mir dies auch jetzt als die zutreffendste Erklärung.

Wir sehen jüngere Schichten eingesenkt ins kristalline Gebirge. Das Streichen der jüngeren Schichten ist vom Furkelbach an bis Prad im wesentlichen gleichlaufend mit dem der kristallinen Schiefer; die Westgrenze der Trias-Verrucanozone ist die normale Auflagerungslinie auf dem Kristallinischen. Von ihr aus gegen das innere der Zone zu kommen wir zu den jüngeren Schichten. Auf der anderen Seite aber fehlt die Wiederholung der älteren Schichten, an dieser Seite stoßen die Dolomite direkt an die kristallinen Schiefer und die oben dargestellten Einzelbefunde zeigen uns, daß wir hier die Fortsetzung der Bruchlinien haben, welche bei Trafoi dem Talzug folgen. In der Gegend von Stilfs haben wir nur bei Platz noch eine schwache Triaseinlagerung und beiderseits davon die Serizitphyllite, in großer Ausbreitung, wir haben also hier eigentlich noch die vollständige Synklinale vorhanden. Sehr fragmentarisch nur sind die Reste dieser jüngeren Einfaltung bei Prad. Ortlerdolomit und Serizitphyllit, beide aber in so zerstückelter und durcheinandergeschobener Lagerung, daß von einer Muldenstruktur nicht gesprochen werden kann. Diese Vorkommen in der Schmelz sowie die Quetschzone, welche dem ganzen Tale von Stilfs bis Schmelz entlang zu beobachten ist, zeugen dafür, daß auch hier die Synkline von Gomagoi zerrissen und verquetscht ist, daß sich also die bei Trafoi beobachtete Bruchzone bis Prad hinaus fortsetzt.

Dolomit und Serizitschiefer am Weißen Knott stehen in direktem Zusammenhange mit der Ortlermasse und bilden hier den Rest eines hangenden Schenkels der überkippten Mulde, wie sie uns im Profil über die Bärenköpfe entgegentritt und in großer Komplikation in Verbindung mit weiteren Faltenteilen auch am Ortler selbst sich fortsetzt. In der nördlichen Fortsetzung bis Prad ist von der Synkline größtenteils nur mehr der längs der Bruchzone tief ins Gebirge eingesenkte Hangendflügel erhalten geblieben. Die Richtung der Überkippung ist in dieser überkippten Mulde die gleiche wie bei allen Falten des Ortler — ein Zeichen der Einheitlichkeit der Entstehung beider.

Bei Trafoi trifft die Zumpanellbruchlinie auf die eben beschriebene Bruchzone.

Rothpletz sieht in der Zumpanellbruchlinie die Fortsetzung der „südlichen Randspalte“, welche an einer dem Trafoiertal folgenden Verwerfung vom Weißen Knott bis Trafoi nach Norden verschoben ist. Eine solche Verwerfung ist vorhanden, wie oben beschrieben, jedoch müßte, wenn an ihr eine solche Horizontalverschiebung um

ungefähr 2 *km* stattgefunden hätte, dies sich doch am Südrand der Ortlermasse, im Zebrutale, bemerkbar machen; dies ist aber nicht der Fall und es schneidet die Verwerfung auch gar nicht tiefer gegen Süden ins Gebirge ein — es ist wohl in der Schlucht des Ortlerfernerbaches noch eine Verwerfung vorhanden, südlich davon streichen aber die Schichten ungebrochen durch.

In meiner Voranzeige habe ich ebenfalls die Zumpanellbruchlinie als die eigentliche Fortsetzung der Trafoi-Stilfserjochlinie angesehen. Ich sehe mich aber nun veranlaßt, diese Ansicht zu ändern und Frechs Anschauung zuzustimmen, der die Trafoierlinie nach Gomagoi hinaus fortsetzt, und zwar deswegen: Sowohl die Störungslinie Radisca—Franzenshöhe, als auch die von Trafoi nach Prad sind Bruchlinien, die im engsten Zusammenhang mit der Faltung stehen und bilden eine einheitliche Bewegungsfläche; wo sie überkippt sind, sind sie es im gleichen Sinne. Am Weißen Knott schließen sich beide unmittelbar aneinander an; hier geht die Abschneidungsfläche vom Hangendschenkel auf den Liegendschenkel über.

Weniger deutlich ist die Beziehung zur Faltung bei der Zumpanellbruchlinie. Am meisten spricht ihre Fortsetzung über Bodenhof im Suldental hinaus für den Charakter eines Faltenbruches. Am Zumpanell selbst liegen Kriterien für eine solche Einreihung nicht vor.

Trafoierbruchlinie und Zebrubruchlinie haben beide einen knie- oder bogenförmig gekrümmten Verlauf; erstere biegt am Weißen Knott aus OW- in die NO-Richtung um, letztere beschreibt eine weit flachere Krümmung, aus OSO-Verlauf (Bormio-Zebrutal) zu OW und endlich beim Königsjoch zu NO-Verlauf. Erstere liegt ganz im Bereiche der gegen S, beziehungsweise SO gerichteten Faltenbewegung — letztere liegt nur in ihrem OSO-Verlauf im Bereiche dieser Faltung, sie durchbricht sie, ist unabhängig davon, nur eine leichte S-Überkippung gibt vielleicht Zeugnis einer schwachen Beeinflussung durch die Faltenbewegung; im oberen Zebrutal, wo die überkippten Falten des westlichen Teiles sich in stehende Falten auflösen, schneidet sie senkrecht in den Boden; vom Königsjoch an aber tritt sie in das Gebiet der Überkippung der Schichten gegen N (Laasergruppe) ein und wenn wir annehmen wollen, daß sie bei dem Gips des Pedertales noch vorhanden ist, so wäre die Bruchfläche hier vollständig nach N überkippt und in den Falten-, beziehungsweise Schuppenbau des Gebirges aufgenommen. Die Zumpanelllinie, welche ebenfalls in den Bereich dieser N-Faltung tritt, folgt ebenfalls ihrem Einfluß durch ihr Einfallen gegen S. In der Ortler- und Laasergruppe liegen also zwei Gebiete verschieden gerichteter Faltung nebeneinander. Die Bruchlinien, welche es durchschneiden, folgen diesen verschiedenen Richtungen mit ihrer Neigung.

Der Ciavalatschkamm.

Zum besseren Verständnis des gesamten Gebirgsbaues dehne ich die vorliegende Beschreibung auch auf den Kamm aus, welcher vom Stilfserjoch zum Glurnserköpfl bei Glurns zieht und den ich nach seinem bekanntesten Gipfel, dem Ciavalatsch, benenne. Ihm folgt die tirolisch-schweizerische Landesgrenze (bis zum Ciavalatsch). Geologisch bildet er den Anschluß an die Überschiebungsregion des Münstertales. Die Einlagerungen von Trias, welche über diesem Kamm verstreut sind, ermöglichen eine Deutung der Tektonik, die bei der unsicheren Stratigraphie der kristallinen Schiefer, aus denen sich der Kamm im wesentlichen aufbaut, sonst nicht möglich wäre.

Es sei zunächst in Kürze die Gesteinsfolge dieses Kammes dargelegt.

a) Phyllitgneis. Zu dieser in den östlichen Ortleralpen so verbreiteten Gesteinsgruppe sind meinem Dafürhalten nach auch die sedimentogenen kristallinen Schiefer des Ciavalatschkammes am besten einzureihen, welche, von den wenig ausgebreiteten jüngeren Schiefern abgesehen, die einzigen und überall verbreiteten Gesteine dieser Gattung sind und wegen ihrer Gleichmäßigkeit und der undeutlichen Umgrenzung der feineren Abarten als einheitliche Formation aufgefaßt werden können.

Die Bezeichnung Phyllitgneis hat mehr den Charakter einer stratigraphischen als den einer petrographischen Benennung; der feinere petrographische Habitus wechselt bei diesen Schiefern in den ganzen Ortleralpen häufig, gleichwohl heben sich alle durch gemeinsame Eigenschaften von den Glimmerschiefern einerseits und den Phylliten anderseits ab und dieser von Stache eingeführte Begriff der Phyllitgneise hat sich bei den Aufnahmen im ganzen Umkreis zwischen Meran, dem Tonale und dem Münstertal als berechtigt und gut verwendbar erwiesen.

Die Phyllitgneise des Ciavalatschkammes besitzen eine ausgezeichnet schieferige, schuppig-flaserige Textur. Meist sind sie rostrot verwittert und nur an den frischeren Stücken überwiegt der silberhelle Glanz der Muskovite. Schon durch diese schuppig-flaserige Verteilung des Glimmers unterscheiden sie sich von den Quarzphylliten mit ihren stahlgrauen Glimmerhäuten. Auf dem Querbruch erblickt man ein feinkörniges graues Gemenge, von einzelnen Glimmerdurchschnitten oder Flasern parallel durchzogen. Manchmal treten die Quarz-Feldspatlagen stärker hervor. Eine besondere Stellung nehmen die Phyllitgneise an den Praderlochköpfen und am Plaschweller (Plangg-gerle) ein, in denen der Feldspat in kleinen flachgedrückten Augen (bis zu 6 *mm* Länge und 2—4 *mm* Breite) im Querbruch hervortritt. Bei diesen ist der rein sedimentogene Ursprung nicht sicher. Sie erinnern an manchen Stellen an die Adergneise der Tonaleberge. Im ganzen sehen die Phyllitgneise des Ciavalatschkammes makroskopisch in ihrer Gesteinstracht am meisten den Übergangsgesteinen vom Phyllitgneis zum Quarzphyllit ähnlich, wie solche an der Nordseite des nördlichen Ultenerkammes und auch am Gleck im Rabbital anstehen.

Dem entspricht es auch, daß an mehreren Stellen tatsächlich Quarzphyllit aus ihnen hervorgeht, so am Glurnserköpfl, am Schafberg und am Stilfserjoch. Ebenso stimmt damit überein das nicht gerade seltene Vorkommen quarzreicher (quarzitischer) Lagen (Stilfserjochstraße u. a. O.).

Auch dem mikroskopischen Befund nach sind diese Gesteine am besten zum Phyllitgneis zu stellen und gleichen darin den Proben aus den östlichen Ortleralpen: in den meisten Proben ist Feldspat (zumeist saurer Plagioklas) noch als wesentlicher Gemengteil vorhanden, ganz fehlt er nie. Der herrschende Glimmer ist Muskovit, aber auch Biotit fehlt selten ganz, seltener herrscht er vor. Granat ist fast durchweg anzutreffen. Turmalin beobachtete ich nur in einer Probe aus dem Furkeltal. Jene Feldspate, welche als „Augen" hervortreten, sind Oligoklas, meist dicht durchspickt von Quarz, Glimmer und auch kleinen Granaten und ganz unregelmäßig mit den anderen Gesteinsgemengteilen verwachsen. Diese Augengneise führen Biotit, der in kleinen, oft quergestellten Schüppchen makroskopisch hervortritt. Die Struktur aller dieser Schiefer ist krystalloblastisch und häufig stark kataklastisch.

Im südlichen Teil des Ciavalatschkammes herrscht der oben beschriebene, meist besonders quarzreiche Typus vor. So beobachtet man an der Stilfserjochstraße ober Trafoi und dann wieder über Franzenshöhe diese rostroten, meist quarzreichen Schiefer. Es sind Frechs quarzitische Glimmerschiefer. Ebenso sind am Trafoiergehänge des Zumpanell quarzitische Einlagerungen häufig. Im nördlichen Teil dagegen herrschen mehr glimmerschieferähnliche Ausbildungsformen vor. In dem Gehänge ober Agums gleichen diese Schiefer den Laaser-Glimmerschiefern, daneben treten Ausbildungen auf, die als Lagen- oder Bändergneis bezeichnet werden könnten. Rund um das Glurnserköpfl herum und in geringerem Grade auch am Ciavalatsch sind die Schiefergneise durch das Hervortreten einzelner besonders großer, wellig verbogener Muskovitblätter ausgezeichnet bei allgemein großem Gehalt an Muskovit. Nimmt dieser sehr zu, so können auch Übergänge in Phyllite entstehen, zum Beispiel am Sarnestabach. Anderseits ist in dem Ostgehänge des Glurnserköpfls (ober dem großen Amphibolitlager) im Phyllitgneis eine Zone, welche petrographisch den „normalen Zweiglimmergneisen" der Ultener Alpen gleichsteht.

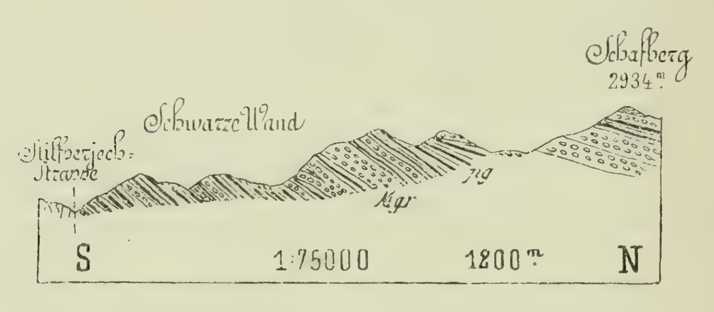
Die ganze Phyllitgneisregion ist — abgesehen von den eingelagerten Orthogneisen — sehr arm an Einlagerungen anderer Gesteine. Nur rund um das Glurnserköpfl stehen Amphibolite an, meist von ähnlichem Habitus wie die im Tschrinbach bei Prad. Das größte derselben kommt an der Ostseite zutage und reicht vom Raweingraben (ober Glurns) bis zum Tschaggunalpl ober Lichtenberg. Kleinere treten an der Muth gegenüber Taufers, am Laafbach sowie am tieferen Gehänge des Raweingrabens auf. Eine große Amphibolitmasse ist bei Söles am Ostfuß des Glurnserköpfls aufgeschlossen; sowohl an der Straße nach Lichtenberg, als auch an der höher oben unter dem Weg von Glurns zu den Lichtenberger Berghöfen gelegenen Wand, rings von Glazialschutt umgeben, welcher die zwei Terrassen bedeckt, deren

Unterlage der Amphibolit bildet. Das Gestein ist ein feinkörniger Albitamphibolit. Es handelt sich sehr wahrscheinlich um zwei getrennte Lager, da bei den unteren Aufschlüssen teilweise noch Granitgneis im Hangenden ansteht, während an der Basis der oberen Wand eine Wechsellagerung mit einem Zweiglimmergneis noch aufgeschlossen ist. Das untere Vorkommen ist interessant wegen seiner Beziehung zu dem nördlich daneben anstehenden Granitgneis. Der unmittelbare Kontakt ist zwar nur im Hangenden erschlossen, aber die enge Nebeneinanderreihung der Aufschlüsse bei gleicher Lagerung sowie das Auftreten kleiner Granitgneisadern (Lagen) im Amphibolit, läßt darauf schließen, daß eine Verzahnung beider am Kontakt vorliegen muß.

Eine sehr weit verbreitete und mächtige Einlagerung in der Phyllitgneisformation des Ciavalatschkammes sind die:

b) Muskovitorthogneise. Diese sind dieselben Gesteine, welche die Hochregion des Hohen Angelus und der Tschen-

Fig. 31.



pg Phyllitgneis (quarzitisch). — *Mgr* Muskovitgranitgneis.

gelser Hochwand bei Sulden aufbauen und welche ich in der Beschreibung der Laasergruppe als Augengneise der Angelusgruppe näher beschrieben habe. Die dort gegebene Darstellung der petrographischen Eigenschaften gilt im wesentlichen auch für diese Gesteine des Ciavalatschkammes. Nur darin liegt eine Abweichung, daß die Augengneistextur hier nicht mehr so vorherrschend ist, wie dort. Besonders an den Bergen über Trafoi fehlt die deutliche Augengneistextur meist, der Gneis ist flaserig, das Korn oft ein recht kleines. Im nördlichen Teil treten öfter wieder deutliche Augengneise auf, oft sehr stark druckschieferig. Hier werden diese beiden Unterarten, die flaserigen Muskovitgneise und die Augengneise unter obigen Sammelnamen zusammengefaßt. Es sind hier wie dort Staches „Knoten- und Wackengneise". Auch mikroskopisch stimmen sie mit denen der Angelusgruppe überein. Kataklase ist sehr häufig, ja fast immer vorhanden.

Ihre Ausbreitung und Mächtigkeit ist im Ciavalatschkamme eine sehr bedeutende. Im Süden treten schon an den Berghängen und -Kämmen über der Stilfserjochstraße mehrere ausgedehnte Lager auf.

Nördlich davon besteht der Kamm Korspitz-Kleiner Tartscherkopf fast ganz aus Muskovitgneis, der in fünf durch schmale Schieferzonen getrennten mäßigen Lagen die Osthänge des Großen Tartscherkopfes durchzieht und bis Trafoi hinab reicht. Eine ebenso gewaltige, mehr einheitlich geschlossene Masse baut den Furkelspitz und Fallaschkopf auf. Sie zieht in mehrere Lager geteilt östlich um den Trafoier Schafberg herum und eines dieser Lager läßt sich über die ganze Stilfseralpe hin bis zum Ciavalatsch verfolgen, um den es im Norden herumzieht und auf der schweizerischen Seite sich noch weit fortsetzt. Die mächtigsten dieser Lager haben ein Höchstmaß von 300—400 *m* Mächtigkeit. Noch mächtigere Massen von solchem Orthogneis treten aber im nördlichen Teil des Ciavalatschkammes auf. Hier gehören die Hänge des Glurnserköpfls und des Kammes zum Ciavalatsch zum Teil der großen Münstertaler Gneismasse an; das Münstertal ist von Münster abwärts in Muskovitorthogneis eingetieft; auf der Nordseite besteht der ganze Bergrücken Tellakopf-Terzerboden bis zur Höhe des Tellakopfes hinauf aus Augengneis und an der Südseite des Tales rückt die Hangendgrenze der geschlossenen Gneismasse von Puntweil an immer höher ins Gebirg hinauf, so daß der Gneis an der NW-Seite des Glurnserköpfls eine Mächtigkeit von 1000 *m* erreicht. Gegen Osten endet diese Masse südlich Glurns, und zwar im oberen Teil durch Zerteilung in viele kleinere Lager, die dann größtenteils auskeilen — soweit sich dies in den dichtbewaldeten Gehängen des Raweingrabens südlich Glurns feststellen läßt; der liegende Teil schneidet an den Alluvionen des Etschtales ab. Auf eine nähere Schilderung dieser Münstertaler Gneismasse lasse ich mich hier noch nicht ein — es soll dies später an anderer Stelle geschehen. Nur soviel sei hier noch angeführt, daß hier wieder der Augengneischarakter vorherrschend wird — besonders nördlich des Münstertales — und daß im Hangenden der Gneismasse am Sarnestabach eine porphyroide Randfazies auftritt, welche kleine Quarzkristalle (Dihexaeder) als Einsprenglinge enthält.

Eine weitere große Muskovitorthogneismasse steht am Groß-Montoni an. Leider verhindert es hier die dichte Waldbedeckung und teilweise auch der Glazialschutt eine sichere Umgrenzung zu finden, doch nimmt sie den vorhandenen Aufschlüssen nach den ganzen Nordhang des Groß-Montoni ein und zieht sich in einzelne, teils sehr mächtige Lager geteilt auch um die Ost- und Südseite herum. Gegen Norden setzt sie sich über die Lichtenberger Talschlucht hinweg fort und streicht als mächtiges Lager bis ober Pafilhof. Vielleicht steht sie über den Raweingraben weg mit der Münstertaler Masse in Zusammenhang. Auch bei dieser Masse tritt sehr häufig Augenstruktur auf. Ein paar ähnliche Lager umziehen den Bergfuß zwischen Söles und Lichtenberg (ebenfalls Augengneise) und ferner treten in den Schiefern im Hangenden der Münstertaler Masse, auf dem Kamm Glurnserköpfl—Ciavalatsch und seitwärts davon noch zahlreiche kleinere Lager auf.

Auch die Lagerungsform ist bei diesen Gneisen im Ciavalatschkamm die gleiche wie in der Angelusgruppe; sie liegen als konkor-

dante Lager in den sedimentären Schiefern und ihre Schieferung ist parallel der der Schiefer; als konkordante Lager keilen sie in den Schiefern aus. An dem Köpfel (Punkt 2396) im Funkeltal sind zwei Lager durch eine quer zu den Schiefern emporbrechende Gneismasse verbunden, es ist aber nicht sicher, ob hier nicht kleine tektonische Störungen mitspielen.

Betreffs der Entstehung dieser Orthogneise haben die Befunde im Ciavalatschkamm kein neues Material geliefert, gegenüber dem bei Besprechung der Angelusgneise vorgebrachten Punkten; ihre Übereinstimmung mit denen des Angelus bekräftigt die dort ausgesprochene Wahrscheinlichkeitsannahme, daß es sich um Deckenergüsse nach Art des Bozener Quarzporphyrs handelt.

c) Quarzphyllit. Diese Formation ist im Ciavalatschkamm nur sehr wenig vertreten. Am Gipfel des Trafoier Schafbergs (Piz Minschuns) liegen auf den Muskovitgneisen dunkle, stahlgraue Phyllite, die in ihren tiefsten Lagen noch den Phyllitgneisen sich nähern. Sie bilden nur eine kleine Kappe am Gipfel des Berges. Ein ähnliches Aussehen wie diese Schiefer nehmen die Phyllitgneise an den obersten, letzten Windungen der Stilfserjochstraße an, sie sind schwärzlich gefärbt und von ganz phyllitischer Struktur, durchzogen von einzelnen quarzitischen Lagen; ihre Fortsetzung sind die Phyllite des Scorluzzo; und endlich nehmen solche dunkelgrünlichgraue Phyllite auch den Gipfel des Glurnserköpfls ein und ziehen von da bis zur Lichtenberger Alm. Alle diese drei Vorkommen dürften dem Quarzphyllit zuzurechnen sein. Des weiteren gehören noch zwei Vorkommen hierher: vom Plaschweller (Planggerle) zieht ein breiter Streifen phyllitischer Schiefer in das westlich darunterliegende Kar am Ursprung des Laafbaches hinab bis zur Karschwelle und anderseits bis zu den Lichtenberger Almen; das zweite Vorkommen ist oberhalb des Neurastbodens, am Ostkamm des Ciavalatsch. In beiden Fällen sind es Phyllite, wie sie in den tiefsten Horizonten der Phyllite am nördlichen Ultenerkamm vorkommen.

In der Schiefermasse des Scorluzzo tritt in den phyllitischen Schiefern, an den obersten Köpfeln zwischen Stilfserjoch und dem Ebenen Ferner, Strahlsteinschiefer auf; ein makroskopisch fast dichter, hellgrüner Schiefer, der u. d. M. als parallelstruiertes Aggregat feiner Strahlsteinnädelchen erscheint mit einigen stark kataklastischen Quarzflasern, wenig Albit und viel Klinozoisit und Epidot. Ähnliche Gesteine beobachtete ich auch an der Nordseite des Scorluzzo und in den Tälchen zwischen Scorluzzo und Filone Mout.

Die Überlagerung der Phyllitgneise des Ciavalatschkammes durch diese Quarzphyllitreste bietet eine Bestätigung für die Richtigkeit der Zuweisung jener Schiefergneise zur Formation der „Phyllitgneise“.

Daß der Quarzphyllit hier nur noch in wenigen Resten auf den höchsten Kämmen erhalten ist, gegenüber der großen Ausbreitung und dem tiefen Herabgreifen desselben in den übrigen Teilen der Ortleralpen, dürfte eher darauf zurückzuführen sein, daß dieser Gebirgsteil hier relativ hoch emporgerückt ist — ist er doch am Stilfserjoch auf die Trias hinaufgeschoben — als auf Ablagerungsverschiedenheiten.

d) Serizitphyllitgruppe (Verrucano). Diese Gruppe ist hier in zwei Verbreitungsbezirken entwickelt. Der eine an der Ostseite des Hauptkammes, mit der Ausbildung als Serizitphyllit (mit Gips und Rauhwacke im Trafoiertal), die andere am schweizerischen Abhang des Ciavalatsch und Schafbergs, wo dieser Horizont als eigentlicher Verrucano entwickelt ist, und als Hangendes ein mächtiges Gipslager trägt. Zum ersteren Bezirk gehören die Serizitphyllite am Weißen Knott und die Phyllitzone Kleinboden—Platz—Stilfs—Prad, welche bereits oben beschrieben wurden. Es muß hier nur noch ergänzt werden, daß auch an der Ostseite des Glurnserköpfls die Serizitphyllite eine beträchtliche Ausbreitung erreichen; sie beginnen bei Platzhof ober St. Christina, sind in der Schlucht von Lichtenberg aufgeschlossen, kommen zwischen den Berghöfen stellenweise hervor, sind im Graben von Pafil angeschnitten und bilden endlich den ganzen Bergabhang am Ostabhang des Glurnserköpfls von 1650 *m* an abwärts bis 1300 *m*. Es sind alles Serizitphyllite, ähnlich denen bei Stilfs — ohne irgendwelche anderen Einlagerungen.

Auf der Schweizerseite streichen die Schiefer dieser Formation quer über das untere Muranzatal, von Punt Teal abwärts. Es sind grünliche, serizitreiche Schiefer, auf deren Schichtflächen kleine Quarzkörner in großer Menge vorragen; meistens aber sind diese hellgrünen Schiefer von violettgrauen Flecken durchzogen, die an vielen Stellen wie gequetschte Tonschieferbruchstücke aussehen. Die Serizitquarzschiefer (ohne die violetten Flecken) sind sehr denen vom Weißen Knott ähnlich. Die Arkosen mit den Quarzgeröllen, welche sonst im Verrucano häufig sind, fehlen hier, doch sind auch diese violettfleckigen Schiefer typische Verrucanogesteine; schon an der Nordseite des Piz Lad gesellen sich auch jene Arkosen mit den Quarzgeröllen zu den grünvioletten Schiefern. Die Verrucanoschiefer streichen vom Muranzatal gegen NO weiter und im nächsten Graben, Schaisgraben genannt, liegt auf dem Verrucano ein sehr mächtiges Gipslager, das auch bis auf den Bergrücken gegen Muranzatal reicht; begleitet wird es von Rauhwacke und einem weißlichen Dolomit. Ein großer Einbruchskessel im Gehänge läßt auf weithin das weiße Gestein hervorleuchten. Der Gips besitzt in diesem Kessel eine Mächtigkeit von mindestens 100 *m* — insoweit die Verrutschungen eine Schätzung zulassen. In einzelnen getrennten Aufschlüssen läßt sich der Verrucano bis in das Val Brünna verfolgen und vielleicht steht auch noch der Verrucano ober der Rifaireralpe damit in Zusammenhang. Darüber weiter unten.

e) Trias. Über den ganzen Ciavalatschkamm sind zahlreiche kleine Vorkommen von Dolomit verstreut, die ihrer Gesteinsbeschaffenheit nach zu den Triasdolomiten gehören; in einem Fall wird dies durch Versteinerungen bestätigt. Von einer vollständigen Schichtfolge kann bei diesen ganz isolierten, kleinen und meist in sehr gestörter Lagerung befindlichen Vorkommen natürlich keine Rede sein.

Im Muranzatal (rechte Talseite, ober Punt Teal) und im Schaisgraben liegt über den Verrucanoschiefern Gips und darüber ein sehr lichtgrauer Dolomit, der vielleicht zum Gipsniveau gehört. Am Weg von St. Maria ins Val da Pisch steht ein jedenfalls zur Trias zu

zählender dunkelgrauer, brecciöser Dolomit an. Im Val da Plazöl bildet Triasdolomit den Felskopf an der rechten Talseite in 2200 bis 2300 *m* Höhe; es ist ein ziemlich dunkelgrauer, gut gebankter, oft dünnbankiger Dolomit, dessen Schichtflächen wellig-bucklig sind; seltener sind diese Flächen kleinknotig und mit bräunlich-rötlichem, fleckigem Belag. Am Fuße des Felskopfs ist eine Bank des Dolomits, dicht erfüllt mit größtenteils gut erhaltenen Exemplaren von *Diplopora annulata Schafh.*, neben der auch Durchschnitte von kleinen Gastropoden sichtbar sind. Wir haben damit die einzige Stelle des ganzen hier dargestellten Gebietes, wo der Dolomit sicher als Wettersteindolomit angesprochen werden kann. Ein Rückschluß auf eine Vertretung dieses Niveaus am Ortler kann allerdings daraus nicht gezogen werden — die am Ortler gefundenen Diploporen sind zu schlecht erhalten, um eine Bestimmung zu gestatten und transgressives Übergreifen der oberen Trias am Ortler ist sehr wohl möglich — auch nach Frechs Deutung der Stratigraphie wäre ein solches anzunehmen. Im oberen Münstertal (Ofenpaß) ist nach Böses[1]) Darstellung die untere Trias noch vorhanden, ebenso im oberen Engadin (Zöppritz l. c.).

Das Liegende dieses Wettersteindolomits und das Hangende sind durch Überschiebungsflächen abgeschnitten.

Wenn wir unseren Rundgang um den Ciavalatsch fortsetzen, so treffen wir das nächste Triasvorkommen an der Nordseite des Munwarter: Über den Kamm vom Fideberg her aufsteigend, findet man im Liegenden eine gelbe Dolomitrauhwacke, darüber folgt eine große Masse von dickbankigem, dunkelgrauem Dolomit (licht verwitternd) und darüber wieder einen lichten, gelblichen oder lichtgrauen rauhwackigen Dolomit, der der Rauhwacke an der Basis entspricht. Zwei kleine Vorkommen von Trias stehen in dem vom „Schartel" zur Stilfseralm ziehenden Tal an; am Bach ein grauer, gelb verwitternder, dickbankiger, schwach dolomitischer Kalk; das zweite sehr kleine südlich davon am Bergeck ober der Alpe, ist ein etwas rötlicher, hellgrauer, dolomitischer Kalk, dünnplattig.

Bereits in der Voranzeige schon erwähnt wurden die ganz isoliert liegenden Vorkommen am Groß-Montoni. Es sind ähnliche Gesteine wie am Munwarter, dunkelgrauer Dolomit und lichtgrauer, gelblicher dolomitischer Kalk. Ebenso wurden dort die am Schafseck (Prader Alpe) angeführt; dunkelgrauer und hellgrauer Dolomit, beziehungsweise dolomitischer Kalk, daneben auch Blöcke von Rauhwacke und spätigem, weißen Kalk. Nahe benachbart ist das etwas mächtigere Lager von dunkelgrauem Dolomit, welche beim Fallaschjoch über den Kamm streicht. Die streifige Struktur desselben erinnert an die Gesteine der Ortlerbasis.

Schließlich wäre noch das kleine Streifchen von dunkelgrauem, zertrümmertem, dolomitischem Kalk zu erwähnen, das über der Stilfserjochstraße, zwischen Franzenshöhe und Ferdinandshöhe in 2500 *m* Höhe, am Gehänge ansteht.

---

[1]) E. Böse. Zur Kenntnis der Schichtenfolge im Engadin. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1896, pag. 577 u. ff.

Für alle diese Vorkommen von Dolomit ist ihre Zugehörigkeit zur Trias wohl außer Zweifel, doch ist eine nähere Altersbestimmung nur bei dem Dolomit von Plazöl möglich.

Tektonik des Ciavalatschkammes.

Im unmittelbaren Anschluß an die entsprechenden Auseinandersetzungen über den Ortler kann nun, nachdem die Gesteine gekennzeichnet sind, zur Einzelbeschreibung und den tektonischen Folgerungen übergegangen werden.

An der ganzen Linie vom Stilfserjoch über Trafoi bis Prad fallen die Urgebirgsschichten steil von den Triasbänken ab, entsprechend dem Streichen am oberen Teil der Stilfserjochstraße nach N, im Trafoiertal gegen NW oder WNW. Diese Fallrichtungen behalten die kristallinen Schiefer am ganzen tirolischen Abhang vom Stilfserjoch bis zum Ciavalatsch bei, wobei ebenfalls eine Drehung im Streichen analog der Drehung der Trafoierlinie stattfindet. Die randlichen Teile liegen durchweg in verkehrter Lagerung; die Phyllite des Stilfserjoch und der Serizitschiefer im Trafoiertal liegen unter ihnen.

Fortwährender Wechsel von Phyllitgneis und Granitgneis ist das charakteristische Bild dieser Berge. Am Hang gegenüber Franzenshöhe überwiegen noch die Phyllitgneise; neben kleineren Lagern ist aber auch hier ein starkes Lager in 2300 *m* Höhe an der Straße angeschnitten, das im Tartschertal auskeilt, und ein zweites, mächtiges am Breitkamm. Auch die Lager im Tartschertal (unter der schwarzen Wand und in der Schlucht) sind nicht unbedeutend. Am Kleinen Tartscherkopf und am Ostgehänge des Großen dagegen überwiegt der Muskovitgneis bei weitem; fünf gewaltige Lager streichen ober Trafoi aus, die am Kleinen Tartscherkopf sich zu einem zusammenschließen. (Siehe Fig. 30.) Diese Gneismassen reichen bis Trafoi herab, wo sie am Weg zum Kleinboden bis zum Furkelbach hin zu sehen sind. Von Franzenshöhe bis zum Tal nördlich der Tartscher Alpe streichen die Schichten vorwiegend ONO—WSW und fallen mit wechselnder, meist mittlerer Neigung gegen N ein — stärkere Abweichungen im Fallen und Streichen beobachtet man an der schwarzen Wand; am ganzen Ostgehänge des Großen Tartscherkopfs dagegen herrscht durchweg bis Trafoi hinab WNW—OSO Streichen, ebenfalls mit nördlichem, und zwar ziemlich starkem Einfallen.

Der Große Tartscherkopf selbst liegt in einer breiten Phyllitgneiszone, die an seinem Nordabhang eine kleine Mulde bildet.

Am Furkeljoch liegt über dieser Phyllitgneiszone wieder ein besonders mächtiges Orthogneislager; aus ihm ist die Furkelspitz und der Fallaschkopf herausgeschnitten — ihre schroffen Formen verraten schon auf weithin das Gestein — und der Grat zum Schafberg (Piz Minschuns) hinauf besteht noch zum großen Teil aus dem Granitgneis. Diese Granitgneiszone ist für die Tektonik von besonderer Bedeutung, denn sie läßt sich weithin verfolgen: Am Ostkamm des Schafberges löst sie sich in vier Lager auf, die über das Platzertal mit NO-Streichen und Bergeinfallen hinüberstreichen zum nächsten östlichen Seitenkamm des Hauptkammes, der von Punkt 2851 ab-

zweigt; an diesem sind es nur zwei Lager mehr; in den beiden weiten Tälern der Stilfseralpe dreht sich das Streichen nach NW oder auch NNW herum und man kann ein Gneisband durch beide Täler durch weiterverfolgen. Mit NNW-Streichen überquert es den Kamm vom Ciavalatsch zum Munwarter und zieht nun im Norden um den oberen Teil des Ciavalatsch herum; die hohen Felshänge, mit welchen der Ciavalatsch gegen die Rifaireralpe sich absenkt, bestehen größtenteils aus diesem mächtigen Gneislager. An der Schweizergrenze geht das Streichen in OW-Richtung über, mit S-Fallen, und der Gneis zieht dementsprechend in den oberen Teil von Val Brünna; hier spaltet sich dieser Gneiszug; der größere Teil streicht quer über Val Brünna unterhalb der Triaseinfaltung durch, überschreitet wahrscheinlich auch das Plazöltal — hier fehlen an der entsprechenden Stelle die Aufschlüsse — und endet ober den Bains da Guad — ein anderer Teil streicht ober jener Trias durch und stellt die Verbindung her mit dem mächtigen Gneislager von Tramenn im oberen Val Plazöl, das sich ins Val da Pisch mit großer Mächtigkeit hinüberzieht und dann an dem Gehänge Tanter Portas ober St. Maria i. M. plötzlich endet.

Dieses Gneisband bietet den besten Anhaltspunkt für die Auflösung der tektonischen Verhältnisse am Ciavalatschkamm und wurde deshalb auch in die Kartenskizze (Taf. III) eingetragen.

Doch wir kehren zunächst zum Furkelspitz und Schafberg zurück. Die besprochenen Muskovitgranitgneislager am Kamm Stilfserjoch—Fallaschjoch setzen sich gegen Westen über das Costainastal weg fort und sind hauptsächlich am Aufbau des Kammes beteiligt, der Muranza- und Costainastal trennt.

Das Liegende jener wichtigen Granitgneiszone an der Ostseite des Hauptkammes ist Phyllitgneis als Fortsetzung der Phyllitgneiszone des Großen Tartscherkopfs. Diese mächtige Schiefergneismasse liegt an ihrer Basis invers auf den Serizitschiefern des Kleinboden, Platzertals und Tramontanbachtales. In dieser Phyllitgneiszone wendet sich das Streichen, das im Platzertal noch nach NO gerichtet ist bei steilem Bergeinfallen, schon am Kamm zwischen diesem Tal und dem der Stilfseralm gegen NW herum und geht dann am Munwarterkamm in NNW-Streichen über. Im Hangenden der beiden Granitgneislager liegt am Schafberg noch nahe unter dem Gipfel ein höheres starkes Lager desselben Orthogneises, das bis zum Prader Loch sich verfolgen läßt. Von hier an nordwärts bis zum Ciavalatsch liegt hin und hin nur mehr der eintönige Schiefergneis über dem einen Gneisleithorizont, wobei das Streichen im südlichen Teil nahezu parallel dem Kamm, also annähernd NS ist (mit starkem Gefälle gegen W), weiter nördlich (Schartel) aber NW mit flacherem SW-Fallen. Am Schafberg liegt als Oberstes, Anstehendes die flache Kuppe jenes dunkelgrünlichen Phyllits darauf, der oben zum Quarzphyllit gestellt wurde.

Am Fallaschjoch, etwas nördlich der tiefsten Einsattlung steht der oben beschriebene Triasdolomit an. Er streicht nahe OW und fällt flach nach N ein. Das „Hangende“ ist Granitgneis, das Liegende Phyllitgneis, der bis zur tiefsten Stelle des Joches reicht, wo noch zwei ganz kleine Einschaltungen liegen; südlich davon folgt



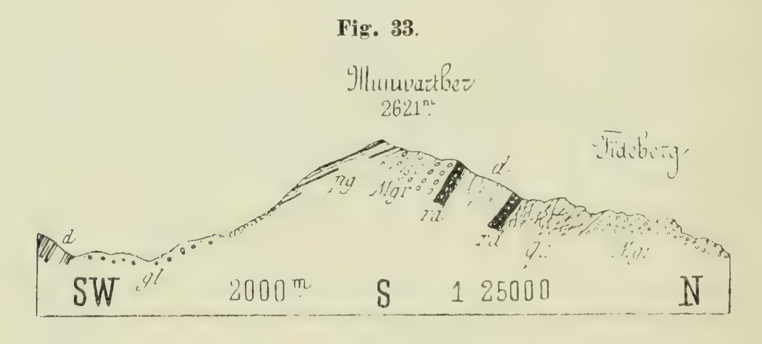
Fig. 32.

pg Phyllitgneis. — *q* Quarzit. — *Mgr* Muskovitgranitgneis. — *s* Serizitphyllit. — *v* Verrucanoschiefer des Münstertales.
i Gips. — *r* Rauhwacke. — *d* Triasdolomit.

dann die gewaltige Granitgneismasse des Furkelspitz, welche bedeutend steileres N-Fallen zeigt. Alle drei Triaslagen sind nur wenig ausgedehnt, da sie beiderseits gleich auskeilen; wären sie Erosionsanschnitte einer größeren Decke, so müßten sie notwendig an den beiderseitigen Flanken hin weiter als Band sich hinziehen [1]). Auch die Triasreste am Schafseck können nicht als die Fortsetzung angesehen werden, denn die Trias des Fallaschjoch liegt im obersten Teil des großen Granitgneislagers, welches das Südgehänge des Schafbergs durchzieht, während jene tief unter demselben liegen.

Die Lagerung dieser Triasreste am Schafseck ist überhaupt eine sehr unklare (Fig 32). Sie liegen auf einem breiten, begrünten Rücken; an der Südseite desselben ist ein Feld von Blöcken aus dunkelgrauem dolomitischem Kalk, daneben auch einzelne Blöcke eines weißen, grobspätigen Kalkes und von Rauhwacke. An der Nordseite des Kammes aber ragt eine kleine Felsschneide aus dem Weideboden heraus, aus dem dunkelgrauen Dolomit bestehend, OW streichend und anscheinend

Fig. 33.



pg Phyllitgneis. — *ph* Phyllit. — *Mgr* Muskovitgranitgneis. — *qz* Quetschzone. — *d* Triasdolomit und dolomitischer Kalk. — *rd* dolomitische Rauhwacke. — *gl* Moränen.

sehr steil S fallend; die nächsten anstehenden Gesteine sind Schiefergneise in sehr flacher Lagerung, höher oben Granitgneis. Ober letzterem trifft man dann noch am Kamm einen isolierten, kleinen Felsturm aus Triasdolomit, dessen Bänke NW streichen und sehr steil S fallen, während die nächstfolgenden Schiefer wieder ganz flach liegen. Alle drei Vorkommen sind unterhalb des Hauptgneislagers zwischen ein paar tieferen, kleineren Granitgneislagern. Es macht den Eindruck, daß es sich nur um ganz oberflächlich aufsitzende Denudationsreste handelt.

Gehen wir dem Gneisband nach, so treffen wir auf der Stilfseralm wieder Triasreste. An dem Bach, welcher vom Schartl herab-

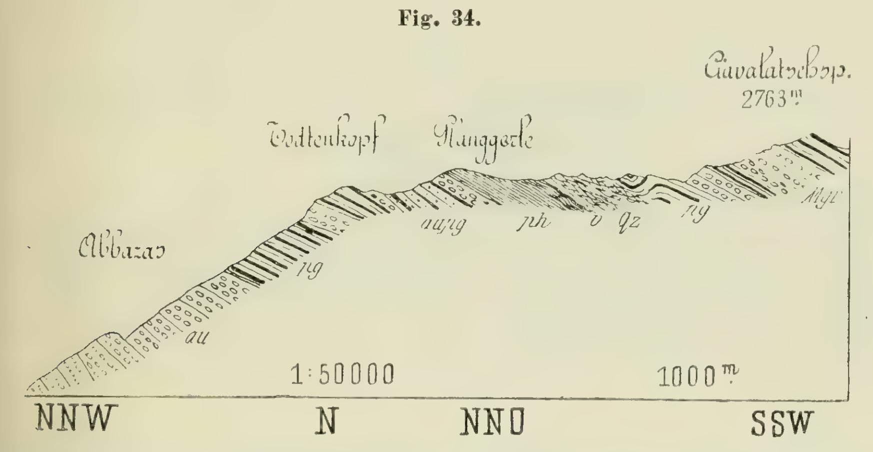
---

[1]) Diese Trias am Fallaschjoch ist es wohl, welche Termier meint, wenn er in Profil 10 am Piz Costainas (Furkelspitz) solche einzeichnet, denn auf dem Piz Costainas steht nichts derartiges an, er besteht vom Furkeljoch bis zum Fallaschjoch nur aus Granitgneis mit etwas Phyllitgneis — eine muldenförmige Lagerung besteht aber nicht.

kommt, steht unter dem Gneishorizont Triasdolomit, beziehungsweise dolomitischer Kalk in dicken Bänken mit NNW-Streichen und steilem Bergeinfallen an. An dem Bergeck, welches die beiden Täler der Stilfseralm trennt, trifft man aber wieder über dem Granitgneis einen ganz kleinen Rest anstehenden Triasdolomits.

Bedeutend mächtiger als diese beiden ist das Triasvorkommen am Munwarter. Es liegt an der Nordseite dieses Berges, nahe unter dem Gipfel, die Gesteinsarten wurden schon oben beschrieben; die Wiederholung des rauhwackigen Dolomits läßt auf eine muldenförmige Zusammenfaltung schließen. Das Streichen ist durchschnittlich NW, das Fallen steil gegen SW, kleine Fältelungen sind am Westende zu sehen. Das Hangende bildet ein den Gipfel des Munwarter umschlingendes Lager von Granitgneis, der am Gipfel wieder von Phyllitgneis (NW-

Fig. 34.



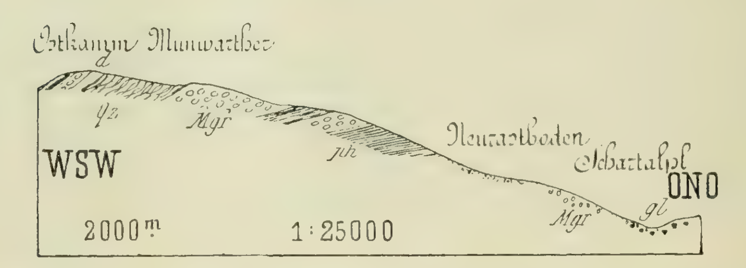
pg Phyllitgneis. — *aupg* Phyllitgneis mit Feldspataugen (Perlgneis). — *ph* Phyllit. — *au* Augengneis der Münstertaler Gneismasse. — *Mgr* Muskovitgranitgneis (Leithorizont). — *v* Verrucano. — *qz* Quetschzone.

Streichen und flach SW-Fallen) überlagert wird und auf diesem Schiefer liegt am Kamm zwischen Munwarter und Ciavalatsch das oft genannte Granitgneisband, das den letzteren umgürtet.

Das Liegende der Trias aber ist eine Quetschzone; das Gestein, das hier ansteht, zeigt alle Zeichen hochgradiger Quetschung und Streckung; an vielen Stellen sieht es einem sehr stark gequälten Granitgneis ähnlich, an anderen Stellen hat es wieder ein ganz serizitisch-phyllitisches Aussehen. Auffallend sind viele große Quarzknauern, die auch verbogen und verdrückt sind. Es liegt am Fideberg auf deutlichem Granitgneis auf. Dieses gequetschte Gestein streicht durch den weiten Hintergrund des Gutfalltales hin und hinauf zum Grat südlich des Plaschweller (Planggerle). Hier liegt diese Quetschzone auf Phyllit auf, der am Gipfel des Plaschweller ansteht und ins Laafbachtal hinabzieht. Die obersten Lagen dieses Phyllits sehen stark den Verrucanoschiefern ähnlich. Auch hier ist das Gestein der

Quetschzone oftmals sehr dem Granitgneis ähnlich; an der Südseite von Punkt 2520, wo er besonders stark gefältelt und gequetscht ist, stecken viele große Quarzknauern darin. Über der Quetschzone liegt hier keine Trias, sondern gleich der Phyllitgneis und darüber der Muskovitgranitgneis des Ciavalatsch. Das Streichen schwankt hier zwischen

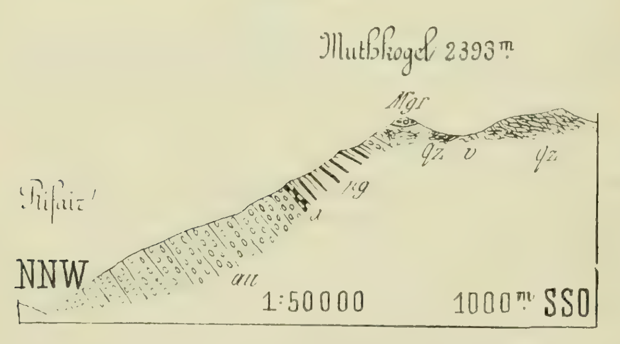
Fig. 35.



ph Phyllit. — *Mgr* Muskovitgranitgneis. — *qz* Quetschzone. — *d* Triasdolomit. — *gl* Moränen.

WNW und OW (zwischen Plaschweller und Punkt 2520 sowie am Osthang auch lokal NS); das Fallen ist gegen den Ciavalatsch gerichtet; die überlagernden Phyllitgneise bilden am Kamm eine kleine Mulde. Die Phyllite des Plaschweller treten auch am Ostkamm des Munwarter unter der Quetschzone wieder auf, hier aber von ihr durch

Fig. 36.

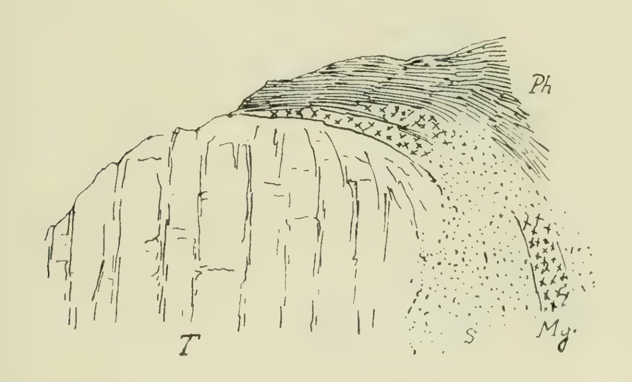


pg Phyllitgneis. — *a* Amphibolit. — *au* Münstertaler Augengneis. — *Mgr* Muskovitgranitgneis. — *v* Verrucano. — *Qz* Quetschzone.

ein Granitgneislager getrennt, das ja auch am Fideberg im Liegenden der Quetschzone ansteht. In der anderen Richtung erstrecken sich die Phyllite vom Plaschweller bis ins Kar des Laafbachtales hinab. Der Rücken, welcher vom Punkt 2520 zum Muthkopf hinauszieht und Laafbachtal und Rifaireralm trennt, gibt uns wieder

das Profil dieser Störungszone. Wir haben nun von Punkt 2520 herab die Quetschgesteine, die hier sehr stark gedrücktem und gefälteltem Granitgneis ähnlich sehen. Ober dem Sattel (über den ein markierter Steig führt) besitzt der „Granitgneis" eine ganz brecciöse Struktur und am Sattel selbst liegt ein Gestein, das ganz dem Verrucano vom Muranzatal gleicht. Gegen den Muthkopf zu steht aber ein dunkelgrünlich oder bräunliches Gestein an, ganz von Rutschflächen und Klüften durchkreuzt, das bald auf einen Phyllitgneis, bald auf einen Granitgneis bezogen werden könnte, durch die Zermalmung aber jeden spezifischen Charakter verloren hat. Am Muthkopf liegt darauf deutlicher Muskovitorthogneis noch von etwas brecciöser Struktur. Die Quetschzone geht rund um den Kopf herum, beziehungsweise unter dem Gneis durch. Auf der Rifaireralm ist weithin alles durch Glazialschutt verdeckt, geht man aber dem Streichen entsprechend

Fig. 37.



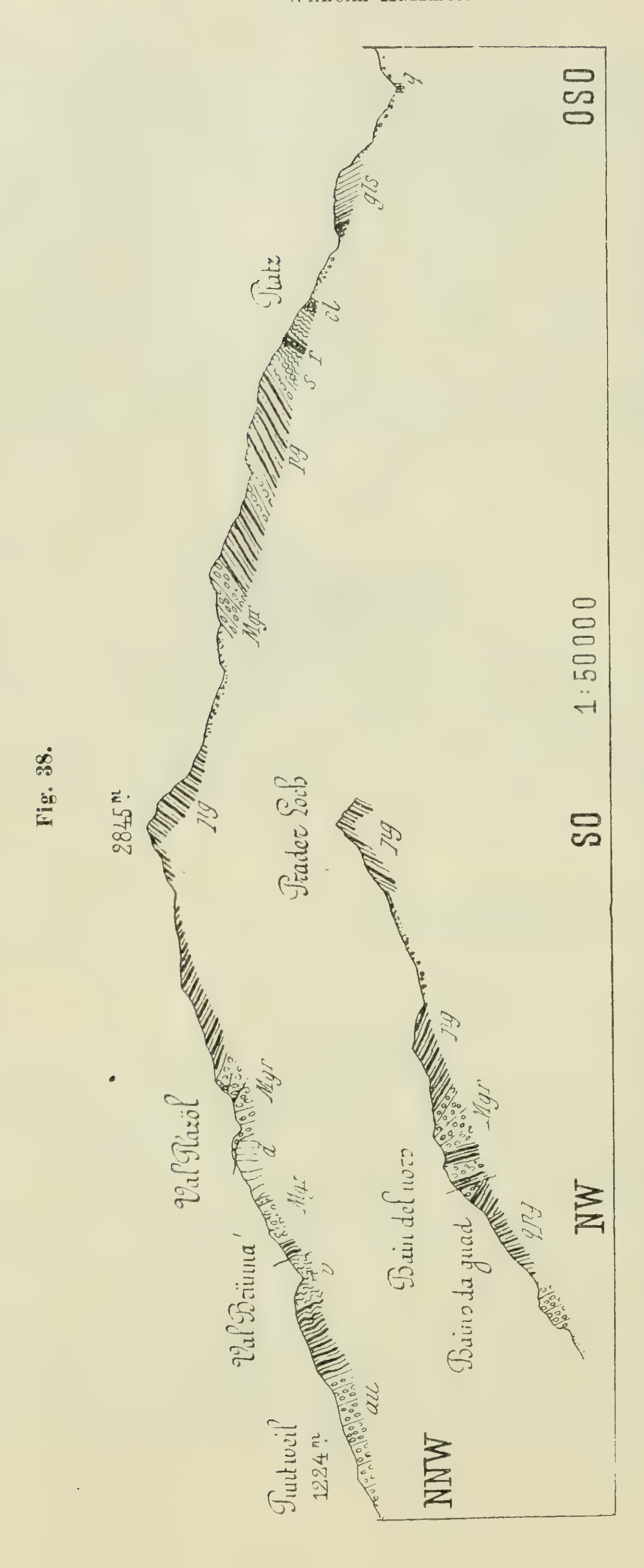
Überlagerung des Diploporendolomit (*T*) durch Muskovitgneis (*Mg*) und Phyllitgneis (*Ph*) im Val Plazöl. — *s* Schutt.

Nach der Natur gezeichnet.

(OW bis WNW) über die Schweizergrenze hinüber, so treffen wir im Val Brünna unter dem „Gneishorizont" Phyllitgneise und darunter (im oberen Teil desselben) Verrucanoschiefer, lebhaft gefältelt, gequetscht und steilstehend, welche sich ins Val da Plazöl fortsetzen (ober Plaun maschüra).

Wir können also quer über den ganzen Kamm weg, vom Ostkamm des Munwarter ober Stilfs bis zu den Bains da Guad im Münstertal eine gegen Süden einfallende Störungszone beobachten, an welcher die älteren kristallinen Schiefer — Phyllitgneise — auf jüngere Schiefer — Phyllit und Verrucano — aufgeschoben sind. Die Trias am Munwarter liegt unmittelbar über dieser Quetschzone. Die Trias von Val Brünna und Val Plazöl liegt noch höher; das oft genannte Band von Muskovitorthogneis, welches um den Ciavalatsch herumzieht, liegt im Val Brünna größerenteils unter der Trias.

Fig. 38.



pg Phyllitgneis. — *qpg* quarzitischer Phyllitgneis. — *q* Quarzit. — *gls* Glimmerschiefer. — *Mgr* Muskovitgranitgneis.
au Augengneis. — *cl* Chloritschiefer. — *s* Serizitphyllit. — *v* Verrucanoschiefer des Münstertales. — *d* Diploporendolomit.
r Rauhwacke.

Die Lagerung dieser Trias ist am besten an dem Felskopf im Val Plazöl zu sehen (Fig. 37). Die Bänke des Diploporendolomits stehen hier saiger und streichen OW. Das nördlich Anstoßende ist nicht aufgeschlossen (an der Ostseite des Kopfes, das heißt im Val Brünna grenzt der Dolomit unmittelbar an den tiefer liegenden Granitgneis), im Süden davon steht Muskovitorthogneis an, der auch OW streicht und sehr steil S fällt. Steigt man aber auf den Felskopf hinauf, so findet man, daß sich das kristalline Gebirge oben über die Triasbänke vorschiebt und — etwas 50 *m* weit aufgeschlossen — ganz flach auf der Trias aufliegt, und zwar sind nur die untersten Lagen noch Granitgneis, die anderen ein stark phyllitischer Schiefergneis. Auf der Seite von Val Brünna reichen diese Schiefer tiefer am Gehänge hinab; unter ihnen kommt auch wieder der Triasdolomit in saiger stehenden Platten zutage, die mehrfache Knickungen im Streichen erlitten haben. Im Osten schneiden sie — an einem lokalen, kleinen Verwurf — am Muskovitgneis ab, der ober- und unterhalb das ganze Gehänge einnimmt.

Wie gesagt, streicht der „Gneishorizont" entsprechend seinem OW-Streichen (im Brünnatal teilweise WWNW) unter dem Triaskopf durch und endet an dem Hange ober den Bains da Guad oder — was weniger wahrscheinlich ist — er steht unter dem Schutte dieser Terrasse durch mit dem Granitgneis, der die Basis dieser Terrasse bildet, in Verbindung. Ober den Triasaufschlüssen von Val Brünna setzt sich aber auch ein Streifen des Granitgneises fort und steht in ununterbrochenem Zusammenhang mit dem Granitgneislager, welches vom Plaun radond in Val Plazöl über den Schumbraidarücken ins Val da Pisch sich fortsetzt. An diesem Rücken hat man vom Hauptkamme bis zur Terrasse von Guad hinab eine Folge von Phyllitgneis und Orthogneisen vor sich, oben flacher, tiefer unten steil S fallend — die Trias von Plazöl setzt sich nach dieser Seite nicht fort, sie bildet einen zwischen die Gneislager eingeklemmten isolierten Triasrest.

Die Zone der vom Kristallinen überschobenen jüngeren Schichten setzt sich von den Bains da Guad ins Muranzatal fort und stellt dort die Verbindung mit dem Profil über Piz Lad und Umbrail her, das schon aus den Beschreibungen mehrerer Autoren bekannt geworden ist.

Der unmittelbare Zusammenhang bei Guad ist ein unklarer. Während wir in dem Profil über Schumbraida-Guad ein ganz „kristallines" Profil vor uns haben, streicht bereits bei den südlichsten Höfen von Guad — südlich des aus dem Val da Pisch kommenden Baches — wieder Verrucano aus, der an der linken Talseite dieses Seitentales im Wald mehrfach bis zu dem ins Tal führenden Karrenweg hinauf aufgeschlossen ist. Südlich davon streicht durchs Waldgehänge aufwärts dunkelgrauer Dolomit, der sehr wahrscheinlich NNW streicht und steil gegen ONO fällt. An seinem oberen Rand ist stellenweise Rauhwacke zu finden. Leider ist dieses ganze Gehänge bis zum Val Schais so dicht bewaldet, daß bei der beschränkten Zahl von Aufschlüssen diese isoliert im Walde zerstreut sind und die gegenseitigen Beziehungen oft unklar bleiben. Wo die Rinnen von Tanter Portas zusammenlaufen, ist die Fortsetzung dieses Trias-

streifens nicht weiter zu sehen; jenseits dieser Rinnen aber setzt wieder eine Rauhwackenzone ein, welche sich durch den Waldhang hin verfolgen läßt und in nahezu NS-Verlauf zu dem gewaltigen Bergaufriß des Schaisgrabens (Val Schais) führt. Der unterste klammartige Teil dieses Grabens schneidet durch phyllitische Schiefer (Phyllitgneis?), über welchem an der oberen trichterförmigen Erweiterung des Tales Verrucano liegt (vergleiche Profil 32). Dieser Verrucano dürfte wohl mit dem von Guad in Zusammenhang stehen. Der mächtige Kessel des Schaisgrabens nun eröffnet den Einblick in ein sehr mächtiges und ausgedehntes Gipslager, dessen Zusammenbruch der Kessel seinen Ursprung verdankt. An der Ostseite des Kessels liegt auf dem Verrucano Rauhwacke, die sich auch gegen N bis Tanter Portas fortsetzt; an der Westseite liegt gleich auf dem Verrucano der Gips und über diesem ein zerklüfteter Dolomit. In ganz ähnlicher Weise wie bei der Trias von Plazöl trägt auch hier der Gips und Dolomit ein Dach von kristallinen Schiefern, welche flach südfallend am oberen Rand der Wand des Kessels einsetzen. Daß sich der Gips ein Stück weit unter das Kristalline hineinzieht, dafür spricht auch folgendes: Südöstlich ober dem Rand des Kessels sind in dem flachen Hang eine Anzahl tiefer, kreisrunder Gruben, Chalderas geheißen (Tiefe bis zu 40 *m*, Durchmesser der größten etwa 100 *m*, schätzensweise) eingesenkt, im anstehenden Schiefer: wahrscheinlich also Gipsschlote, an welchen die kristalline Decke durchgebrochen ist; da in dem tiefsten bei meinem beidermaligen Besuch Winterschnee lag, kann ich nicht angeben, ob der Gips zum Vorschein kommt.

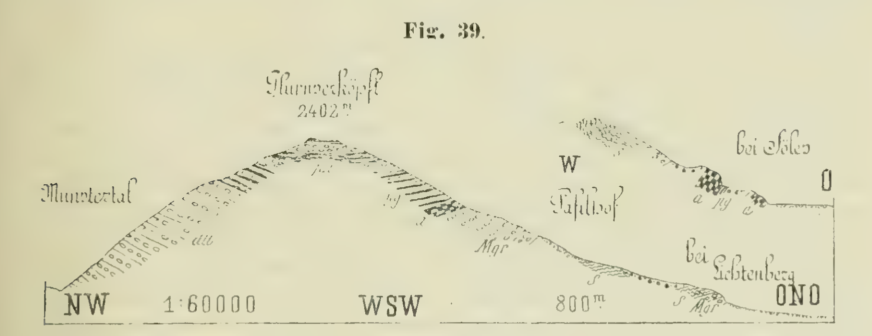
Daß die Rauhwackenzone vom Schaisgraben weg so weit nach N vorrückt, kann auf die Lagerung des Kristallinen zurückgeführt werden; die Granitgneise, welche am Schumbraidarücken eine durchweg südfallende Folge bilden, sind auf der anderen Seite des Val da Pisch zu einer Antiklinale aufgewölbt; die südfallende Decke des Gipses streicht in gleicher Lagerung bis zur Alp da Sielva, steigt man aber über den Rücken zwischen dieser Alp und den Chalderas gegen Norden ab, so tritt mit dem steilen Gefäll des Hanges bei Punkt 2340 steiles N-Fallen ein. In der Umgebung der Rauhwackenzone von Tanter Portas ist das Streichen und Fallen ein sehr verworrenes.

Überblicken wir das Gehänge zwischen Rifaireralm und Muranzatal, so finden wir also nahe südlich und parallel zu der Quetschzone Rifaireralm—Munwarter eine weitere Schuppungsfläche, an welcher die Trias von Plazöl zutage kommt; des ferneren ist vom Schaisgraben bis Guad eine analoge Aufschiebungslinie zu beobachten, auf der ebenfalls das Kristalline auf die jüngeren Schichten hinaufgeschoben ist; ihr Verlauf ist nahezu NS. Ob sie mit den früheren Schuppenflächen bei Guad in Zusammenhang steht, ist unsicher, wahrscheinlich erscheint es mir wegen des Eingreifens des Verrucano in das Val da Pisch, daß sie im Unterlauf dieses Tales neu einsetzt — doch ist jedenfalls bei Guad eine enge Zusammenscharung der drei Schuppenflächen vorhanden.

Betrachten wir nun zunächst das Gebiet nördlich der beschriebenen Störungszonen Rifaireralm—Munwarter. Sein

Charakteristikum ist der gewaltige Sockel aus Granitgneis, welcher der Münstertaler Gneismasse zugehört. Dieser Gneis setzt bei Bains da Guad im Münstertal ein und seine Grenze steigt gegen NO zu ständig höher ins Gebirge hinan bis zur Höhe von 2000 *m* an der NW-Seite des Glurnserköpfl. Aber auch an der Ostseite dieses Berges und bis Prad hin dehnen sich sehr mächtige Gneismassen aus, deren Ausdehnung nur durch Überdeckung mit jüngeren Sedimenten teilweise verschleiert ist. Die Ausdehnung derselben wurde schon oben skizziert: Am Groß-Montoni beginnend, erstreckt er sich über das Lichtenbergertal weg bis zum Raweingraben ober Glurns. Von dem Granitgneis bei Söles ist die obere Granitgneismasse am Osthang des Glurnserköpfl getrennt durch die Amphibolitzone, welche an den Terrassen ober Söles durchstreicht und auch von Schiefergneis begleitet wird. Ein direkter Zusammenhang mit der Münstertalermasse im Raweingraben ist sehr wahrscheinlich, aber nicht sicher nachweisbar; gleichwohl geht schon aus dem Profil über das Glurnserköpfl deutlich hervor, daß hier ein

Fig. 39.



pg Phyllitgneis. — *ph* Phyllit. — *a* Amphibolit. — *Mgr* Muskovitgranitgneis. — *au* Augengneis. — *s* Serizitphyllit.

Zusammenhang der Gneismassen in der Tiefe anzunehmen ist, so daß tatsächlich die Schiefer, welche die Höhe des Gebirges einnehmen, auf einem durchgehenden Sockel von Gneis aufliegen.

Der Gneis der Münstertalermasse fällt an der Nordwestseite des Glurnserköpfls bergein bei vorwiegend nordöstlichem Streichen. Der Neigungswinkel ist von Glurns bis zum Abazzasgraben ein geringer, gegen die Schweizergrenze zu wird er aber steiler; gegenüber Münster fallen die Schichten schon sehr steil nach Süden, bei OW-Streichen. An der Nordseite des unteren Münstertales neigen sich die Schichten des Gneises flach gegen Norden, so daß die ganze Gneismasse flach aufgewölbt erscheint und in der Mitte ihrer Wölbung vom Münstertal auseinandergeschnitten ist. Gegen den Raweingraben zu dreht sich das Streichen gegen NW herum — im Raweingraben selbst von vielen kleinen Schwankungen unterbrochen, die gutenteils auf späte Verrutschungen zurückzuführen sein mögen. An der Ostseite des Glurnserköpfls fallen die Gneise auch gegen das Gebirge ein, meist ziemlich flach; das Streichen schwankt um die NS-Linie.

Im mittleren Teil der Schlucht des Lichtenbergertales (an der Teilung des Tales) und südlich davon am Gehänge unter dem Schartalpl streichen die Orthogneise NNW mit Bergeinfallen, die Phyllitgneise dagegen, welche in dieser Schlucht zwischen dem Granitgneis und den Serizitphylliten noch zutage kommen, streichen OW (mit flachem Gefälle gegen N) und südlich davon am Gehänge des Groß-Montoni zeigen die Orthogneise ONO-Steichen mit NNW-Fallen. Es spielen hier sicher mehrfache Verwerfungen mit, längs denen diese verschieden streichenden Schollen aneinanderstoßen. Eine solche ist in den waldigen Gräben, welche südlich von St. Christina vom Groß-Montoni herabkommen, zu sehen; am unteren Teil derselben stoßen die NO streichenden und NW fallenden Muskovitgranitgneise an einer Bruchlinie mit den NW streichenden, bergein fallenden Glimmerschiefern zusammen. Der ganze obere Teil dieser Gräben liegt im Granitgneis. Das Zusammenstoßen dieser NO streichenden Gneisscholle mit den NNW streichenden westlich davon ist in dem dichten Waldbestand, der die ganze Nordflanke des Groß-Montoni bedeckt, nicht genauer zu verfolgen.

Eine weitere solche, deutlicher sichtbare Verwerfung ist auch am Agumserberg ober Mitterhof zu sehen, denn es stoßen hier NS streichender (steil bergein fallender) Granitgneis und ONO streichender Phyllitgneis zusammen. Geht man in der Richtung dieses Verwurfs weiter bergauf, so kommt man zu dem ganz isolierten Triasvorkommen an dem Ostkamm des Groß-Montoni. Es steht hier nur der Dolomit im Walde an, ohne die beiderseitigen Schiefer; die Lagerung kann im oberen Tal mit NS-Streichen und O-Fallen gemessen werden, doch ist bei dem zerrütteten, zerfallenden Zustand des ganzen Anstehenden nicht viel Gewicht darauf zu legen. Das kleine Restchen am SO-Kamm liegt auch noch in der ideellen Fortsetzung jener Verwerfung. Man könnte sich also denken, daß diese Triasreste an einer Parallellinie zu jener von Prad—Gomagoi liegen — doch ist dies bei dem Mangel entsprechender Aufschlüsse nicht mehr als eine Vermutung.

Von Lichtenberg bis zum Raweingraben liegen auf dem Gneis die Serizitphyllite. Sie bilden eine selbständige ganz flache Mulde; am Ostabhang des Glurnserköpfls fallen sie gegen ONO, am Glurnser Wasserwaal liegen sie fast schwebend, im unteren Pafilgraben fallen sie schwach bergein. In der Lichtenbergerschlucht und südlich davon fallen sie nach NNW, die Mulde hebt sich heraus.

Über dem rundum laufenden Granitgneissockel breiten sich in den obersten Teilen des Berges Phyllitgneise mit einzelnen Amphibolitlagern und zahlreichen kleineren Granitgneislagern aus, im Fallen und Streichen den darunter liegenden Gneisen entsprechend; nur am Gehänge des Glurnserköpfls ins Gutfalltal hinab (auf dem Tschagunalpl) streichen die Phyllitgneise abweichend davon OW bei steilem N-Fallen im oberen Teil und steilem S-Fallen im tieferen. Im allgemeinen bilden sie eine gegen SW sich öffnende, gegen NO geschlossene Mulde. Im Innern der Mulde liegt am Glurnserköpfl der Phyllit. Dieser streicht am Ostgehänge bis zur Lichtenberger Alpe hinab mit flachem S-Fallen und wird von dem Granitgneis und Phyllitgneis an diesem Gehänge überlagert. Über diesen letzteren

liegt dann am Planggerle wieder Phyllit und am Muthkopf Verrucano. Wir haben hier schon unter jener Quetschzone eine Schuppenbildung im kristallinen Sockel.

Die ganze Gebirgsmasse nördlich und östlich jener Quetschzone besteht also aus einer gewaltigen Orthogneismasse, welche in normaler Folge von Phyllitgneis und Phyllit überlagert wird und mäßig gegen N und O aufgebogen ist. Auf der Münstertaler Seite ist Verrucano noch im Hangenden vorhanden. Eine kleine Überschiebung von älterem Kristallin auf die Phyllite des Glurnserköpfl ist der Vorläufer jener großen Aufschiebungszone, welche vom Neurastboden ober Stilfs bis Guad im Münstertal hin die Gneise auf Phyllit und Verrucano aufgeschoben zeigt. Unmittelbar darüber ist am Munwarter eine kleine nach N überkippte Mulde von Trias erhalten. Es kann dies als ein Anzeichen genommen werden, daß jene Störung aus Faltung hervorgegangen ist — in ihrem jetzigen Zustand hat sie infolge der Einseitigkeit der Schichtfolge durchaus den Charakter einer Überschiebung von starker Neigung. Die Granitgneismasse an der Südseite des Münstertales ist von mehreren Zonen besonders starker Druckschieferung durchzogen, unter denen sich eine in ungefähr 1500 *m* Höhe durch mehrere Gräben hin verfolgen läßt; es sind Parallelerscheinungen zu den genannten Schuppungen.

An dem Gehänge zwischen Stilfs und dem Munwarter nähert sich diese Aufschiebungszone sehr der Trafoierlinie. Leider ist gerade dieses Gehänge aber so schlecht aufgeschlossen, daß über ein allenfalsiges Zusammentreffen dieser beiden Linien nichts zu erfahren ist. Die am Ostkamm des Munwarter NW streichenden Granitgneise gehen bis auf die Südseite herüber. In den Rinnen des Gehänges beobachtet man auch den gleichen Gneis, hier aber NS streichend; im Baumwald ober Stilfs wölben sich in antiklinaler Stellung unter dem Gneislager Phyllitgneis und Amphibolit hervor (NO streichend). Alle diese Zonen scheinen am Serizitphyllit abzuschneiden, doch ist bei der Zusammenhangslosigkeit der Aufschlüsse an diesen Waldhängen wenig Sicheres darüber anzugeben.

Gegen den Graben von Gaviert (Gawrik der Spezialkarte) zu bleibt das Streichen nordwestlich (mit SW-Fallen) und die Serizitschiefer gehen ober Stilfs auch rasch von NS- zu OW-Streichen über, fallen aber bergein, also diesen Granitgneisen entgegen. Über den Graben von Gaviert weg scheinen sich diese mit denen an der SO-Seite des Groß-Montoni zu verbinden.

Im ganzen ist also bezüglich der Beziehung jener tektonischen Linien nur so viel zu sehen, daß die Schiefergneise, welche südlich des Stilfsertals zwischen Serizitphyllit und dem Gneisband liegen, nur den im Hangenden der Quetschzone liegenden Schichten entsprechen.

Weitere Einblicke in die Lage und Verbreitung der das Gebirge durchschneidenden Störungsflächen ergeben sich aus den übrigen Triasresten und zunächst denen auf der Stilfseralpe. Das Vorkommen am Bach ober der Alpe liegt ebenfalls unter dem führenden Orthogneislager wie die Trias am Munwarter, ist also tektonisch analog gelegen. Von Quetschgestein und Quarzphyllit ist allerdings hier im

Liegenden nichts zu sehen, diese streichen am Ostkamm des Munwarter aus. Beide können aber nicht als Teile einer einzigen überschobenen Decke oder Scholle angenommen werden; das Profil zeigt, daß die steile Stellung beider sowie die Muldenform des einen dem entgegenstehen. Der Triaskeil der Stilfseralm entspricht einer eigenen kleinen Schuppe, welche gegen W unter die Gneise einfällt, wobei ihre Schuppungsfläche gleichsinnig mit der Überschiebung am Munwarter liegt, aber entsprechend der Änderung des Streichens eine etwas dagegen verwendete Stellung einnimmt. Nur durch die Annahme solcher gleichgerichteter, nahe benachbarter Schuppungsflächen ist es erklärlich, daß gleich daneben dann wieder über dem Gneishorizont ein kleiner Triasrest auf dem Bergeck über der Alpe liegt.

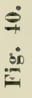
Das gleiche tektonische Bild wiederholt sich bei den Triasresten am Fallaschjoch und am Schafseck; sie lassen sich nicht zu einer Scholle vereinen, die Schuppenflächen dieser Vorkommen sind gegen NNW geneigt und sie durchschneiden den Gebirgskörper in derselben Schichtzone wie jene am Munwarter.

Zusammenhang mit der Umbrailkette.

Das Profil über den Piz Umbrail und Piz Lad ist schon seit Theobald bekannt und neuerdings durch Termier, Rothpletz und Schlagintweit zu erhöhtem Interesse gelangt. Ich gebe dasselbe in Figur 40 wieder nach den Beobachtungen, welche ich auf drei eintägigen Touren an diesem Bergkamm gemacht habe.

Das Profil besteht aus zwei Teilen; einer nordfallenden und einer südfallenden Schichtfolge. In beiden haben wir die Reihenfolge Kristallin, Trias, Kristallin, im Nordflügel ist die Trias noch einmal durch eine schmale Zone von Kristallinem — einem metamorphen basischen Eruptivgestein — in zwei Zonen geteilt; die obere beginnt von unten mit einer starken Zone von Rauhwacken und lichten Tonschiefern, welch letztere sehr an jene in den Schichten an der Basis des Ortler erinnern. Darüber folgt eine mächtige Folge von Dolomit. Die untere Triaszone liegt auf Verrucano auf. Auch hier liegen an der Basis Gesteine, welche an die Ortlerbasis gemahnen, auch etwas Rauhwacke findet sich; darüber wieder die grauen Dolomite, im Hangendsten gelb und dünnbankig. In der Südhälfte des Profils ist in das untere Kristalline auch eine Zone von Dolomit, wahrscheinlich abnormal, eingeschaltet. Am Umbrail ist nur brecciöser Dolomit zu sehen — das Nichtvorhandensein der von früheren Autoren angegebenen Basisschichten kann ich mit Schlagintweit bestätigen. Erst unter Punta di Rims stellen sich Gipslager im Liegenden ein, allerdings auch nur in sehr gestörtem Kontakt mit dem Dolomit. In der Kappe von Kristallinem schieben sich zwischen Chazfora und Piz da Rims der Triasdolomit der Unterlage und ein hellgrauer, dünnblättriger Kalk ein, das Kristalline dadurch in zwei Schuppen teilend. Auf dem Profil wurde nur durch eine gestrichelte Linie dies angedeutet, da die Größe des Maßstabs eine Detailzeichnung verhindert. In dem Tal von Rimspitschen stoßen die beiden Teile des Profils aneinander, die Dolomitplatte des Umbrail biegt aus ihrer flacheren Neigung rasch

Fig. 40.



K Kristalline Schiefer. — *δ* Diabasporphyrit. — *v* Verrucano. — *r* Rauhwacke. — *d* Triasdolomit. — *R* Rhät.

in steiles N-Fallen ab, am anderen Talhang fallen die Dolomitbänke des Pizett steil gegen S ab — der Talgrund ist leider mit Moränen und Halden bedeckt, so daß es nicht einmal sicher angegeben werden kann, ob nicht das obere und das untere Kristalline sich hier berühren, wie es Stache auf seiner Manuskriptkarte einzeichnet; doch ist es kaum wahrscheinlich. Bemerkenswert ist, daß der südfallende Dolomit des Pizett noch auf der Basis der Umbrailplatte aufruht. Am Kamm Chazfora—Lad bilden die kristallinen Schiefer eine Synkline.

Ich habe nun gleich unter dieses Profil jenes gesetzt, welches an dem Kamm zwischen Costainas und Muranzatal hinzieht und dann durch das unterste Muranzatal nach St. Maria verlauft, um den Zusammenhang zwischen Umbrailkamm und Ciavalatschkamm daran zu zeigen. Der ganze aus Granitgneis und Schiefergneis bestehende Kamm zwischen Costainas und Muranza bis zur Punt Teal ist die unmittelbare Fortsetzung der kristallinen Basis des Umbrail. Während der größte Teil dieses Kammes, von der Stilfserjochstraße bis Piz da Val grond, südfallende Schichten zeigt, entwickelt sich im nördlichsten Teil eine deutliche Fächerstellung, welche man von der Muranzastraße aus schon sehen kann. Diese kristalline Schichtfolge setzt sich gegen Osten über das Costainastal fort zum Grenzkamm — es ist die Schichtfolge Stilfserjoch—Tartscherkopf, die große Granitgneismasse, in welcher der Fächer erscheint, setzt sich einerseits zum Massiv der Furkelspitze fort, anderseits aber steht ein Teil dieses Granitgneises mit den Lagern in der Decke über dem Schaisgraben in Verbindung. Gips und Rauhwacke des Schaisgrabens streichen in rasch abnehmender Mächtigkeit über den trennenden Rücken ins Muranzatal zur Punt Teal, wo sie auf wenige Meter Dolomit eingeschränkt sind — weiter aufwärts am Hang gesellt sich bald Rauhwacke dazu, die Gipse kommen erst am Rücken oben — während die darunter liegenden Verrucanoschiefer an der Straße auf weithin angeschnitten sind. Jener Dolomit ist südfallend eingekeilt zwischen Verrucano und Granitgneis.

Der Verrucano setzt ununterbrochen über das Tal fort an die Nordseite des Lad; seine Hangendgrenze gegen die überlagernde Rauhwacke und Dolomit erreicht von W her ebenfalls bei Punt Teal die Talsohle — die Gips-Dolomitzone des Schaisgrabens entspricht dem Triaszug an der Nordseite des Piz Lad.

Der obere Rauhwackenzug am Lad erreicht in dem Graben westlich über Punt Teal das Muranzatal, das basische Eruptivgestein dagegen keilt schon früher an der Nordseite des Pizett aus, so daß die Rauhwacke des Schaisgrabens als Fortsetzung jenes oberen Rauhwackenhorizonts am Lad angesehen werden kann. Auch die untere Dolomitzone endet vor dem Erreichen des Muranzatales; die obere Rauhwackenzone liegt hier auf dem Verrucano.

Aus diesem Zusammenhange läßt sich folgern, daß die Triasschollen am Fallaschjoch der Triasplatte des Umbrail entsprechen, die Triasvorkommen von Plazöl und Munwarter und die Verrucanozone nördlich davon aber als Fortsetzung der Schaisgrabenzone, dem südfallenden Flügel des Umbrail—Ladprofils. Dann ist das auflagernde kristalline Gebiet innerhalb

des umkreisenden Gneisbandes die Fortsetzung der kristallinen Kappe des Chazfora. Die Synklinalachse dieses kristallinen Gebiets streicht zu dem Fächer im Muranzatal und setzt sich von dort in der Trennungslinie der zwei Hälften des Umbrail—Ladprofils fort.

Aus dieser Entwicklung der einzelnen Teile läßt sich folgende Erklärung der Tektonik ableiten:

Im Ciavalatschkamm haben wir einen Faltenzug vor uns, der im südlichen Teil gegen Süden überkippt ist, in Übereinstimmung mit dem angegliederten ebenfalls nach Süden überkippten Faltenbau des Ortler, die Streichungsrichtung dreht sich aus der NO- über die NS-Richtung zu OW-Streichen herum. In diesem Teil treten ebenfalls Überkippungen und Überschiebungen nach außen hin, also nach N ein. Überschobene Fetzen von Trias führen zur Erkenntnis dieser Überschiebungen. Gegen Westen zu eröffnet das tiefeingeschnittene Muranzatal den Einblick in größere Tiefe; die Synkline, mit der die nach SO und die nach N überkippten Schichten am Ciavalatschkamme zusammenstoßen, verengt sich hier zu einem Fächer. Die Synkline des Ciavalatschkammes erscheint also als der sich öffnende obere Teil eines Fächers — einer Pilzfaltung und diese Erklärung läßt sich auf den Umbrailkamm anwenden, der die unmittelbare Fortsetzung des Fächerprofils im Muranzatal ist; hier hat infolge der höchsten Intensität der Zusammenpressung eine Zerreißung der Teile stattgefunden; und sind beide Fächerteile in einzelne Blätter zerteilt, welche gegeneinander verschoben sind. Im Südteil tritt die erste Schuppung schon in der kristallinen Basis des Umbrail ein; die Platte des Umbrail selbst dürfte nicht nur im Hangenden, sondern auch an der Basis von einer Verschiebungsfläche begrenzt sein, wie die verschiedenen Diskordanzen und das Ausbleiben der Basisschichten es wahrscheinlich machen. Im Hangenden ist die Chazforascholle darüber geschoben, welche wieder in sich selbst geschuppt ist. Nord- und Südteil des Fächers stoßen an einer Bruchfläche aneinander, wodurch die eingeschobenen Triasplatten ganz oder nahezu zur Berührung miteinander kommen. Im Nordflügel tritt ebenfalls eine Schuppung ein.

Diese Zerblätterung der Pilzfalte nach beiden Seiten ist auch im Ciavalatschkamm vorhanden; auch dort ist ja die Trias nirgends normal eingefaltet, sondern überall in abnormalem, Überschiebungskontakt mit den angrenzenden Kristallinen. Die südlichsten Teile sind in überkippter Lage (Phyllit am Stilfserjoch) über die Trias des Ortler übergeschoben. Im nördlichen Teil haben wir am Gehänge des Münstertales zwei bis drei Schuppen übereinander.

Die angenommene Pilzfalte ist besonders im westlichen Teil stark unsymmetrisch; einem weit und flach nach Süden ausholenden „Schenkel“ steht nur ein viel kleinerer, steilstehender Nordschenkel gegenüber, so daß im Umbrailprofil dieser nur als Aufstauchung der in ihrer Gesamtheit gegen Süden überkippten Faltung erscheint.

Analoga für derartige zweiseitig überschobene Pilzfalten geben Frech in seiner tektonischen Darstellung der Brennergegend und Zöppritz vom Piz Väuglia im Oberengadin.

Termier und Schlagintweit haben die kristalline Kappe am Umbrail—Ladkamm als Überfaltungsdecke aufgefaßt, ersterer leitet sie aus der Wurzelregion am Tonale her, letzterer aus einer Zone an der Zebru—Livignobruchlinie. Dementsprechend müßte auch der über den Triasresten am Ciavalatschkamm liegende kristalline Bereich als Decke aufgefaßt werden.

Am Ciavalatschkamm spricht zunächst der Umstand gegen eine solche Auffassung, daß in der vermeintlichen Decke und deren Unterlage genau die gleichen kristallinen Schiefer auftreten, was bei der Variabilität dieser Gesteine nicht zu erwarten ist bei einer Herleitung aus weiter Ferne. In und unter der Decke findet man auch die gleiche Wechsellagerung mit Granitgneisen, die beiderseits genau gleich sind. „Decke“ und Basis gehören ein und derselben kristallinen Masse an.

Im allgemeinen aber stellen sich der Annahme Hindernisse wegen der Herkunft der Decke entgegen; der Herleitung aus dem Süden steht die ausgesprochen gegen Süden gerichtete Faltenbewegung in den ganzen Ortler- und Fraeleketten entgegen, abgesehen davon, daß in der Tonaleregion nichts, in der Zebrulivignozone äußerst wenig von einer dazu passenden Wurzel zu sehen ist. Eher ließe sich vielleicht eine Herleitung von Norden konstruieren, doch auch dafür fehlen verläßliche Anhaltspunkte; am gegenüberliegenden Gehänge des Münstertales beobachtet man am Urtirola und Muntet eine gegen S geneigte Überschiebung des Kristallinen auf Verrucano und Trias, welche sich daher kaum als Wurzel verwenden läßt; erst am Piz Murtera begegnet man einer nach Süden überkippten Mulde — aber auch kein genügender Anhalt, um weitgehende Luftverbindungen anzuknüpfen.

Termier sieht nicht nur in der Chazforascholle eine Decke, sondern bezeichnet die ganze Ortlerregion als ein Gebiet typischer Nappes-Struktur, während Schlagintweit die „Addascholle“, das heißt auch die Ortlergruppe für autochthon ansieht. Ich habe in der Voranzeige mich bereits ablehnend gegenüber der Termierschen Erklärung ausgesprochen. Einerseits sprechen dagegen die im allgemeinen gegen die Überfaltungslehre bestehenden Einwände; diesbezüglich möge auf die indes erschienene theoretische Untersuchung von O. Ampferer im Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1906, pag. 539 u. ff., verwiesen sein. Anderseits bestehen im besonderen in der Ortlergruppe Gegengründe: F. Frech hat als solche schon die stratigraphische Verschiedenheit in der Triasausbildung der Südalpen und des Ortler hervorgehoben und in tektonischer Hinsicht die Brüche. Bezüglich letzterer verweise ich besonders auf das Abschneiden der Falten an der Zebrulinie.

Weitere Gegenargumente sind: Die überkippten Mulden des westlichen Teiles der Ortlergruppe sind nach unten geschlossen (Rhätmulden im Brauliotal); die Ortlermasse ist nicht eine einfache wellige Platte, sondern die Wiederholung der Schichten zeigt ein Faltenpaket an; die Auflagerung im Suldental ist eine normale, „autochthone“; die Umbraildecke liegt nicht dachartig gegen das Münstertal abfallend auf den Gehängen dieses Tales, sondern die jüngeren Einfaltungen

dort sind steil bergein gerichtet. Mit letzterem käme ich dazu, die Angaben auf Termiers Profilen hier zu besprechen, was schon in der Voranzeige geschah — es sei diesbezüglich einfach auf den Vergleich der Profile mit den vorliegenden verwiesen. Dieser Vergleich ist die reichlichste Vermehrung der Einwände. Betreffs der Wurzelregion ist zu bemerken, daß die steilstehenden Schichtpakete am Tonale, welche Termier dafür anspricht, sich gegen Nordosten in geschlossene Falten auflösen — eine Fortführung der Schichtlinien durch die Luft also nicht anwendbar ist.

Ein weiteres Gegenargument führt auch Rothpletz an: Die Porphyritgänge durchsetzen das krystalline Grundgebirge und die Trias: zur Zeit ihres Empordringens lagen also beide schon übereinander an ihrem gegenwärtigen Platze. Die Porphyrite sind posttriadisch; das Fehlen derselben im Tertiär des unterkärntnerischen Verbreitungsgebietes solcher Porphyrite läßt vermuten, daß sie vortertiär sind, also älter als die Nappesbildung angesetzt wird. Aber auch bei tertiärem Alter sind sie älter oder höchstens gleichaltrig mit der Nappesbildung, nachdem diese ins Jungtertiär versetzt worden ist, und deshalb nicht mit dieser vereinbar.

Eine gänzlich andere Auffassung der Tektonik gibt Rothpletz im II. Band seiner „Alpenforschungen", indem er das Gebirge südlich der Linie: Bocchetta della forcola — Stilfserjoch — Trafoi — Außersulden als autochthon, das nördlich davon liegende als zu der gegen Westen vorgeschobenen ostalpinen Schubmasse gehörig ansieht. Dagegen habe ich schon oben eingewendet: Die Bruchlinie Trafoi—Stilfserjoch setzt sich als Überschiebung zum Filone Mout etc. fort, während für eine Fortsetzung zur Bocchetta della Forcola Anhaltspunkte fehlen. Die Querverschiebung gegen N, mit der Rothpletz die Verbindung zwischen Stilfserjoch und Zumpanellinie herstellt, findet Anhalt an einer bei Trafoi nordsüdlich verlaufenden Bruchlinie, welche aber am Trafoiergletscher endet — eine Querverschiebung der ganzen Gebirgsmasse um zirka 2 *km* mußte sich aber am Südrand äußern, was nicht der Fall ist.

Irgendwelche Zeichen einer von Osten gegen Westen gerichteten Bewegung oder Zeichen einer derartigen Zweiteilung habe ich nicht gefunden. Vielmehr erscheinen mir die Teile beiderseits der „Randspalte" als ein tektonisch einheitlich gebautes, untrennbares Ganzes.

Inhaltsverzeichnis.

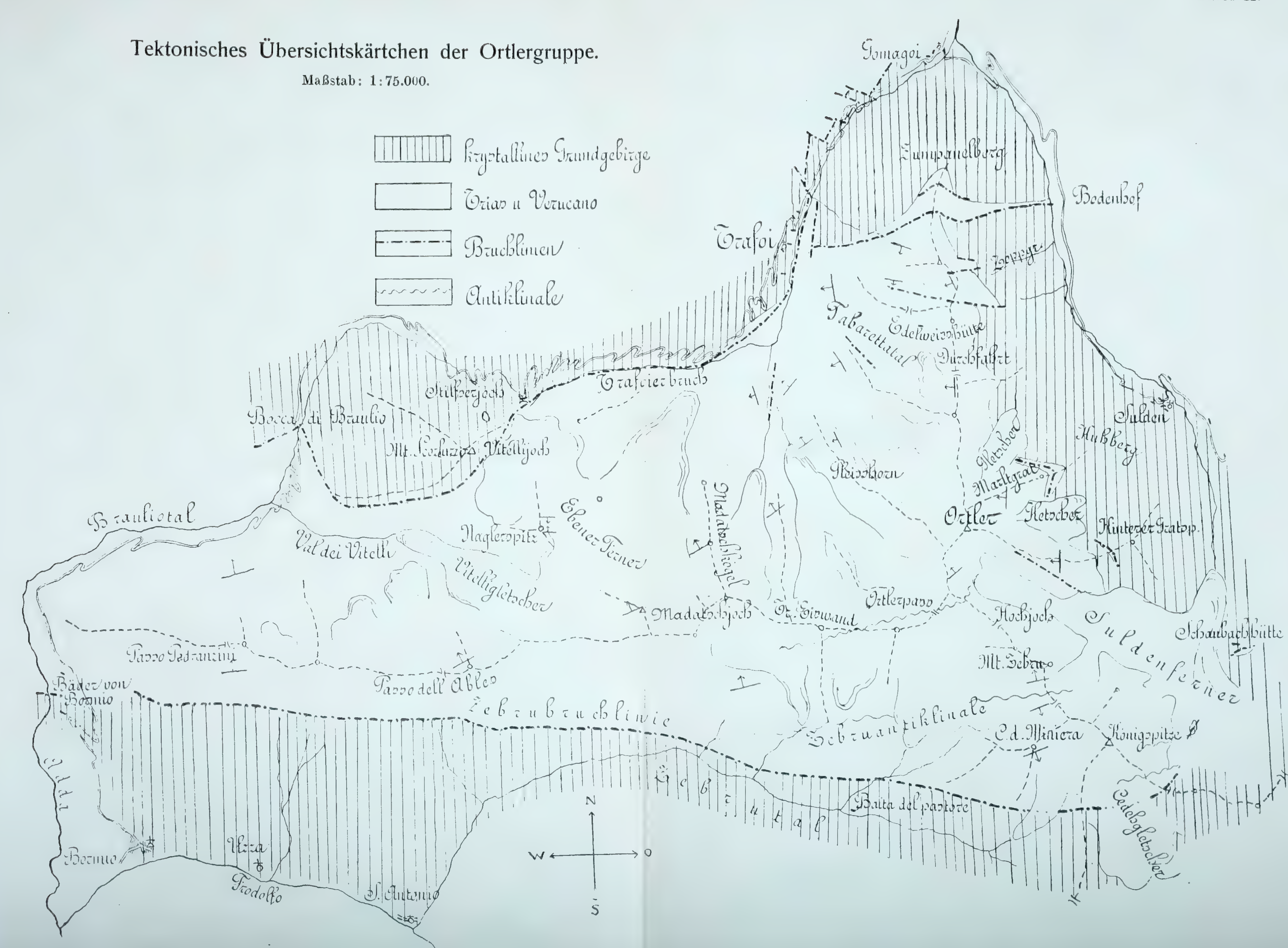
Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Erdbergstraße 3.



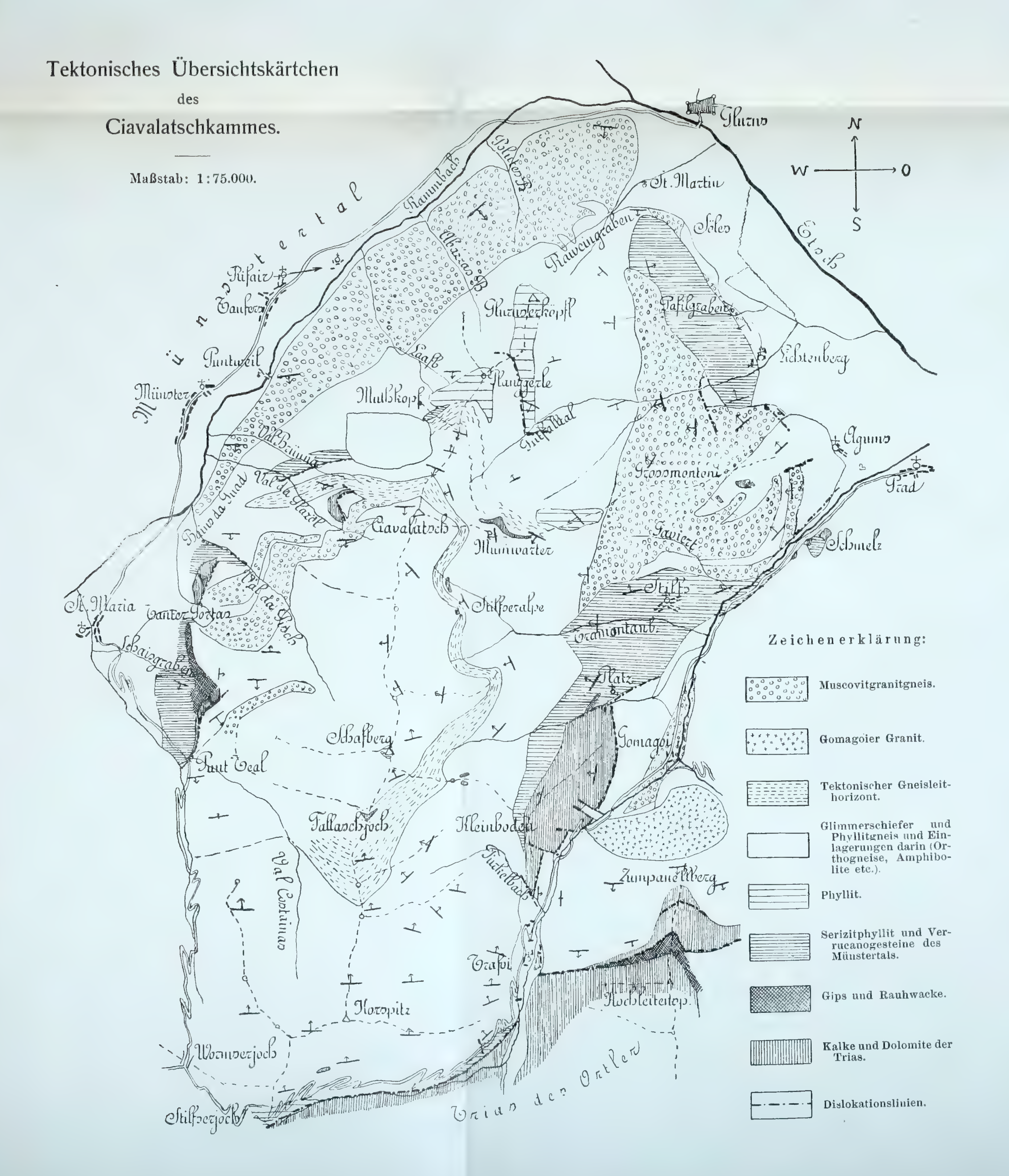
C. Krapf ad nat. del.

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.




Tektonisches Übersichtskärtchen der Ortlergruppe.
Maßstab: 1:75.000.
krystallines Grundgebirge
Trias u Verucano
Bruchlinien
Antiklinale
Gomagoi
Zumpanellberg
Bodenhof
Trafoi
Tabarettatal
Edelweisshütte
Durchfahrt
Trafoier bruch
Stilfserjoch
Bocca di Braulio
Mt. Scorluzzo
Vitelljoch
Braulio tal
Val dei Vitelli
Naglerspitz
Ebener Ferner
Vitelligletscher
Madatschjoch
Eiswand
Ortlerpass
Ortler
Sulden
Hintergrat
Hochjoch
Suldenferner
Schaubachhütte
Mt. Zebru
Passo Pedranzini
Passo dell' Ables
Bäder von Bormio
Zebrubruchlinie
Zebruantiklinale
C. d. Miniera
Königspitze
Zebrutal
Baita del pastore
Adda
Bormio
Uzza
Frodolfo
S. Antonio
N
W
O
S




Tektonisches Übersichtskärtchen
des
Ciavalatschkammes.
Maßstab: 1:75.000.
N
W
O
S
Zeichenerklärung:
Muscovitgranitgneis.
Gomagoier Granit.
Tektonischer Gneisleithorizont.
Glimmerschiefer und Phyllitgneis und Einlagerungen darin (Orthogneise, Amphibolite etc.).
Phyllit.
Serizitphyllit und Verrucanogesteine des Münstertals.
Gips und Rauhwacke.
Kalke und Dolomite der Trias.
Dislokationslinien.



Ausgegeben am 30. Juni 1908.

JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT



JAHRGANG 1908. LVIII. BAND.

2. Heft.

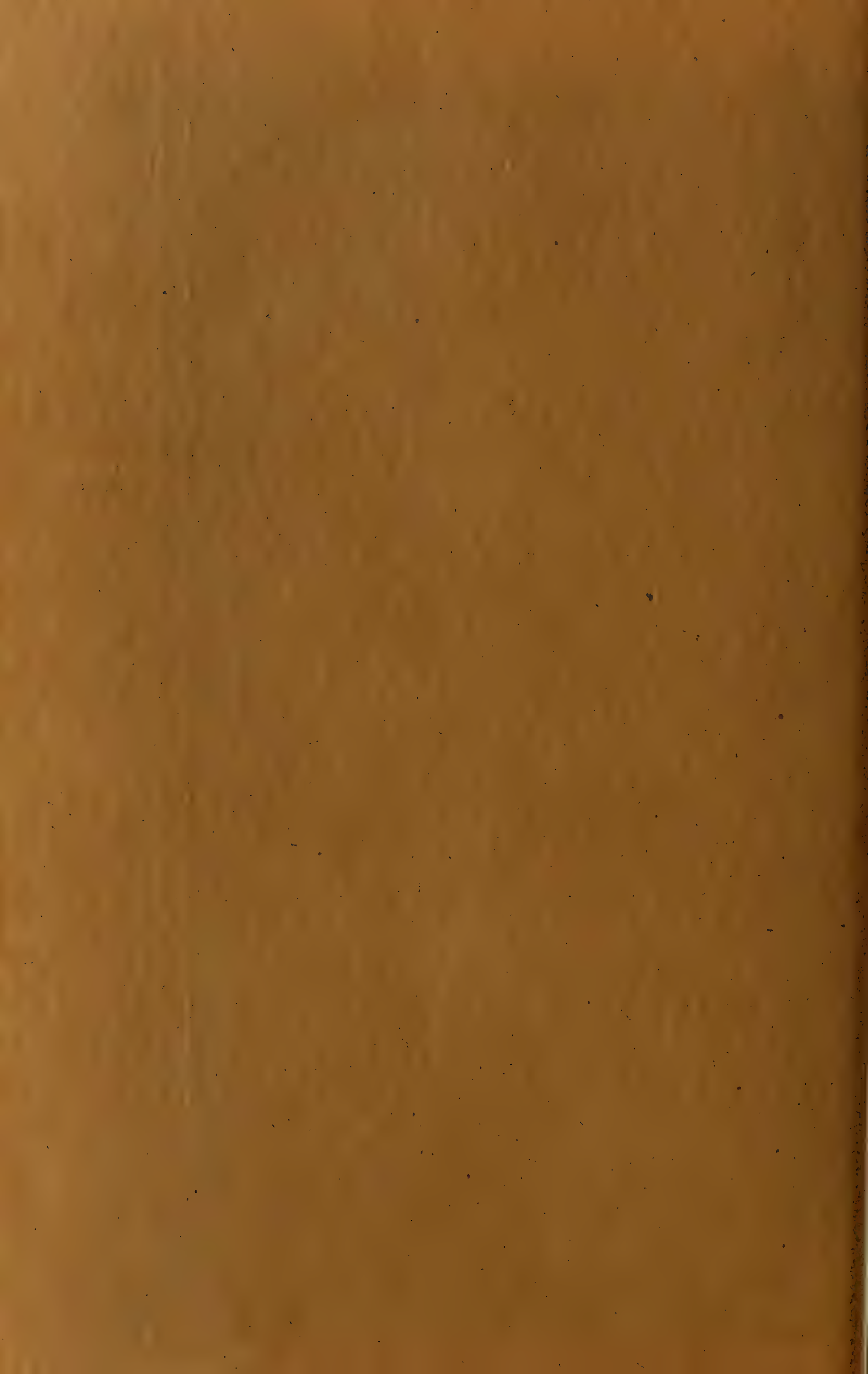


Wien, 1908.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei R. Lechner (Wilh. Müller), k. u. k. Hofbuchhandlung

I. Graben 31.



Die Fauna von Hundsheim in Niederösterreich.

Von Wilhelm Freudenberg.

Der Name des Dörfchens Hundsheim bei Deutsch-Altenburg, als einer Fundstelle fossiler Säugetiere, ist durch F. Toulas[1]) Untersuchungen über die Reste des „*Rhinoceros Hundsheimensis*“ bekannt geworden. Dank einer freundlichen Einladung von seiten Herrn Hofrat Toulas in Wien wurde es mir ermöglicht, im Sommer 1906 das von ihm und seinem Personal gesammelte umfangreiche und von ihm mit großer Hingabe für die Bearbeitung vorbereitete Wirbeltiermaterial der Hundsheimer Höhle einer genauen Untersuchung zu unterziehen, sowie auch in Hundsheim selbst Grabungen vorzunehmen, die zu einer wesentlichen Bereicherung vor allem der Mikrofauna geführt haben. Das gesamte Material befindet sich in Herrn Hofrat Toulas Privatbesitz und wird in der technischen Hochschule in Wien aufbewahrt, wo sich auch das schöne Skelett des *Rhinoceros Hundsheimensis* befindet. Ich möchte nicht versäumen Herrn Hofrat Toula herzlich für die Erlaubnis der Durchsicht und für die allseitige Förderung meiner Untersuchung zu danken.

Ferner bin ich Herrn Dr. Toldt, Kustos an der zoologischen Abteilung des k. k. Hofmuseums in Wien, Herrn Dr. Schlosser, Konservator der paläontologischen Sammlung in München, und den Herren Dr. Leisewitz und Dr. Lorenz Müller, Assistenten am zoologischen Institut in München, für manche in paläontologischen und zoologischen Fragen geleistete Hilfe und Anregung zu Dank verpflichtet. Nach einer etwa einjährigen Pause nahm ich im Herbst 1907 meine Hundsheimer Studien wieder auf und erhielt dank der Liebenswürdigkeit Herrn Hofrat Toulas die Hundsheimer Kleinfauna zugesandt, die ich im Berliner zoologischen Museum zu revidieren Gelegenheit hatte. Hier erfuhr ich das dankenswerteste Entgegenkommen von seiten Herrn Professor Matschies, unserem vortrefflichen Kenner der rezenten Säugetiere. Ihm sei auch hier der wärmste Dank ausgesprochen.

---

[1]) F. Toula, Das Nashorn von Hundsheim, Abhandl. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XIX, Heft 1, Wien 1902.

F. Toula, Über Gebiß und Nasenbeine von *Rhinoceros* (*Ceratorhinus Osborn*) *Hundsheimensis*, Abhandl. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XX, Heft 2, Wien 1906.

F. Toula, Über die Resultate der von Dr. Wilhelm Freudenberg ausgeführten Untersuchung der fossilen Fauna von Hundsheim in Niederösterreich. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1907, Nr. 13.

Zunächst will ich auf Grund eigener Beobachtungen einiges über die Art des Vorkommens der Hundsheimer Wirbeltierreste sagen. Wie schon F. Toula hervorgehoben hat, ist die Hundsheimer Höhle ein steil abfallender, kesselartiger Schlund von etwa 12 *m* Höhe und 5 *m* Durchmesser, der in den mesozoischen Kalkstein des Hundsheimer Berges eingesenkt ist.

Dieser Hohlraum ist mit lößähnlichem Material, mit Steinen und Knochen ganz und gar erfüllt und stand bergwärts mit Höhlenzügen in Verbindung. Durch Steinbruchsarbeiten wurde die ganze Höhlenfüllung freigelegt und erlaubte eine systematische Ausbeutung der Fundstätte, welche als eine sehr reiche bezeichnet werden muß. Zur Zeit, als ich in Hundsheim sammelte, war der tiefste Teil der Höhlenfüllung bereits längst abgegraben.

Im Grunde des großen Schlundes fand man das Skelett des Nashorns; die vielen anderen Knochen fanden sich oberhalb desselben. Die Höhlen lassen am Berghange mehrere Eingänge erkennen. Der eine ist nach Toulas Feststellung unter einem Busch verborgen und mündet etwas höher aus als die zweite obere Öffnung des Schlundes, welche auf der entblößten Berghalde zutage tritt. Die Füllmasse ist im Ausgehenden stark verlehmt und beweist somit ein hohes Alter der Ausfüllung. Nicht mit dieser oberflächlichen, sondern mit einer im Innern der Füllmasse in den mittleren Teufen erkennbaren Lettenzone steht eine stellenweise Versinterung der ältesten Höhlenfüllung im Einklang, welche lokal zur Bildung von Breccien führte. An anderen Stellen wieder, so besonders über den mittleren verlehmten Lagen, war lokal eine Wegspülung der feinsandigen Zwischenmasse und Auslaugung der Gesteinsbrocken zu beobachten, wobei diese in feinen kristallinen Sand ähnlich der Dolomitasche zerfielen. Trotz all dieser verschiedenen Erscheinungsformen scheint die Ausfüllung des Schlundes in ein und derselben geologischen Periode vor sich gegangen zu sein, da eine Verschiedenartigkeit der Fauna aus verschiedenen Tiefen desselben nicht nachweisbar ist. Wohl aber deuten feine Unterschiede im Habitus der Kleinfauna, so namentlich in der Mitte der Ablagerung auf eine intermediäre Waldphase zwischen zwei Horizonten mit Steppenfauna hin.

Für die Altersbestimmung der Hundsheimer Fauna läßt sich einiges ermitteln, wenn wir die Geologie der Umgebung, namentlich zwischen Hundsheim und Deutsch-Altenburg, ins Auge fassen. Dies ist um so notwendiger als Trouessart in seinem Katalog der Säugetiere im fünften Ergänzungsband pag. 629, 1904, zu „*Rhinoceros Hundsheimensis*“ „Miocaen Germania“ bemerkt.

Das offenbare Versehen Trouessarts ist wohl darauf zurückzuführen, daß zwischen Deutsch-Altenburg und Hundsheim sowohl mariner Kalk (Leithakalk) als auch sarmatische Bildungen (Sande und Sandsteine) und Kongerienschichten mit Melanopsiden über den Triaskalken transgredieren. Über dem marinen Tertiär folgen in 100—200 *m* Höhe über der Ebene rostige Schotter, die mit manchen Belvedereschottern gleichalterig sein dürften und im großen und ganzen ins Pliocän gestellt werden müssen. In einem der Steinbrüche, welche im Tertiärkalk angelegt sind, beobachtete man noch über dem

Schotter im Hangenden des Kalksteines feine Sande (vielleicht Flugsande) mit spärlicher Konchylienfauna und, soweit ich flüchtig erkennen konnte, sind es andere Arten als im Löß der Hundsheimer Knochenhöhle. Diese Flugsande (?) ziehen sich an mehreren Stellen am Bergabhang hinab. Sie sind noch nicht gänzlich abgespült wie der Löß, der den Hundsheimer Berg einst bedeckt haben muß ehe er teils in die Knochenhöhle, teils in die Ebene geschwemmt wurde. Die fraglichen Flugsande sind auch in Spalten des Triaskalksteines in der Nähe der Fundstelle zu beobachten, doch führen sie niemals Knochen und sind auch nicht durch eine Lehmzone von der Oberfläche geschieden. Der fossilführende „Löß" des Steinbruches dicht oberhalb Hundsheims muß also älter sein als die Flugsande mit ihren spärlichen, doch deutlich fossilen Schneckenschalen, welche nach aller Wahrscheinlichkeit jungquartär sind.

Während es also möglich ist die Altersgrenze der Hundsheimer Höhlenausfüllung einigermaßen sicher nach oben hin zu bestimmen, gestaltet sich die Abgrenzung gegen frühere Zeitperioden viel schwieriger. Wir können eigentlich nur soviel aussagen, daß der Höhlenlöß jünger ist als die erwähnten hochgelegenen, rostigen Schotter.

Diese Schotter mußten bei Hundsheim in der Hauptsache abgetragen gewesen sein, ehe die Höhle sich mit Löß und Knochen füllte. Die Bildung der Höhle und die Wegspühlung der Schotter dürften gleichzeitig erfolgt sein. Nur ein einziges Breccienstück enthält neben einem Reisszahn von *Machairodus latidens* noch einige kristalline Gerölle, die dem Belvedereschotter entstammen. Sie wurden offenbar am Boden der Höhle abgelagert ehe die Hauptfüllung mit Löss und Brocken des anstehenden Gesteins begonnen hat.

Die Hundsheimer Höhle ist eine diluviale Höhle, deren Ausfüllung bereits in die Zeit der Lößbildung herein reicht, jedoch lange vor Abschluß der Quartärperiode ausgefüllt war und erst beim Abbau des Triaskalksteines erschlossen wurde.

Die Erhaltung der Hundsheimer Fossilien ist nicht die bei jungdiluvialen Knochen gewöhnliche. Sie zeigen vielfach eine starke Imprägnierung mit kohlensaurem Kalk. Stets sind sie äußerst hart und meist gebleicht.

I. Mollusca.

F. Toula gibt in seiner ersten Arbeit (l. c.) auf Seite 4, Anm. 1, die Namen einer Reihe von Konchylien, welche ich hier wiedergeben will.

Helix aff. Canthensis. Beyr.
„ *(Zonites) verticellus Fér. sp.*
„ *(Campylaea) zingulata Studer.*
„ *(Eulota) strigella Drap.*
„ *(Helicogena) pomatia Linné.*

Dieser Liste glaube ich mit einiger Sicherheit eine *Helix sp.* beifügen zu können, ferner zwei Spezies von *Clausilia* und drei weitere weder generisch noch spezifisch bestimmte Formen. Im ganzen be-

obachtete ich elf verschiedene Arten. Die Schalen sind teils bräunlich-gelb und mürbe, wenn sie in lößähnlicher Masse ruhen, teils hart und weiß in den Breccien. Inzwischen hat E. Wüst[1]) eine Revision der Toula'schen Bestimmungen vorgenommen, wonach der Konchylienbestand der folgende ist: *Zonites croaticus Partsch ap. Rossm. Helix* (*Eulota*) *fruticum Müll.*, *Helix* (*Campylaea*) *Canthensis Beyr.*, *Helix* (*Campylaea*) *spec. indet.*, *Helix* (*Pomatia*) *pomatia L.*

Eine Anzahl von Bestimmungen durch den genannten Forscher steht noch aus.

II. Arthropoda.

Von einem Tausendfüßler (Myriopode) liegen einige Schwanzglieder vor, die Herr Graf Attems am Wiener Hofmuseum zu bestimmen die Güte hatte: „Genus *Polydesmus*, Spezies wahrscheinlich *complanatus L.*"

III. Vertebrata.

A. Amphibia.

Von *Pelobates sp.* fanden sich drei Maxillen.

Von *Bombinator sp.* eine Maxille, außerdem kamen einige Kopfschilder vor, die mit zur Bestimmung verwendet wurden.

Rana cf. temporaria L. ist durch eine Maxille vertreten.

Kröten und Frösche sind öfters im Diluvium beobachtet worden. So wird von Nehring[2]) *Pelobates fuscus*, die Teichunke, angegeben, von der sich zwei Schädeldächer im Diluvium von Westeregeln fanden. Ein Schädeldach dieser Kröte wird von Tiede in Braunschweig erwähnt. Aus der Sipka-Höhle in Mähren wird *Rana temporaria* neben Bufo genannt und die gleichen Gattungen auch aus der Certova dira.

B. Reptilia.

Lacerta sp. Von einer Eidechse fand ich eine Mandibel. Die Spezies war nicht bestimmbar.

Colubride. Sehr häufig sind Schlangenwirbel unter den Resten der Mikrofauna vertreten; so namentlich in den mittleren Partien des Höhlenzuges, wo sie in feiner bräunlicher Erde zwischen Steinen eingebettet liegen. Wohl zu der Hauptmasse der Wirbel gehört ein Unterkiefer, der in Form und Zahl der Zähne mit einer großen Natter übereinstimmt.

---

[1]) E. Wüst, Die Schnecken der Fundschicht des *Rhinoceros Hundsheimensis Toula* bei Hundsheim in Niederösterreich. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1907, Nr. 4.

[2]) A. Nehring, Einige Notizen über das Vorkommen von *Lacerta viridis* etc. Zool. Garten 1880, Ref. im N. J. für Min. und viele Angaben in A. Nehring: Übersicht über 24 mitteleuropäische Quartärfaunen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellschaft 1880.

C. Aves.

Astur palumbarius, der Habicht, war durch eine schlecht erhaltene Tibia mit Fibula nachweisbar.

Turdus sp., eine Drosselart, wird durch einen Metacarpus angezeigt.

Hirudo sp. Von einer Schwalbe fand sich der Humerus.

Tetrao tetrix, das Birkhuhn, war sicher durch ein Metatarsale zu bestimmen.

Das diluviale Birkhuhn kommt mehrfach vor. So wird es von Sandberger[1]) unter der Lößfauna des Heigelsbachtales erwähnt neben Tieren eines kalten Klimas. Dasselbe gilt für sein Vorkommen in der Sipka-Höhle und der Certova dira in Mähren. Heute lebt es nach Martin in Deutschland, Rußland, Sibirien, bis an die Alpen, beziehungsweise den Kaukasus.

D. Mammalia.

I. Insectivora.

Sorex vulgaris L. Reste der gemeinen Spitzmaus bilden den häufigsten Bestandteil der Mikrofauna. Vor allem sind die Unterkiefer zahlreich, neben nur einem Schädelfragment mit Maxillen. Das Verbreitungsgebiet dieser Spezies erstreckt sich heute über Europa und Asien vom 60. Breitegrad bis Oberitalien. Über ihre Ausbreitung im Diluvium berichtet Nehring[2]).

Talpa europaea und *Talpa sp.* Ein sehr kleiner Maulwurf und Exemplare einer größeren Rasse finden sich ziemlich häufig unter der Mikrofauna. Die Kiefer und Humeri der kleinen Rasse (beziehungsweise einer geographischen Abart) des europäischen Maulwurfes besitzen nur $^1/_2$ bis $^2/_3$ der Größe dieser Knochen bei *Talpa europaea.* Ein Vergleich mit asiatischen Vertretern des Maulwurfs, z. B. mit *Talpa altaica*, konnte nicht ausgeführt werden. Reste eines kleinen Maulwurfes, den ich gleichfalls für eine Steppenform halten möchte, fand ich auch im Britischen Museum in London. Sie stammen aus dem „upper freshwaterbed“ von Runton, einer Ablagerung, welche man zur Forestbedserie zählt. Er kommt dort neben *Talpa europaea* mit der Moschuß-Spitzmaus, einer Bewohnerin der Wolgasteppe, häufig vor. Es scheint somit kein Zufall, daß *Caprovis Savini* gerade der Pallasziege (*Aegoceras Pallasi Schinz*) aus dem Kaukasus so nahe steht und daß ferner *Elephas Trogontheri Pohlig*, ein naher Verwandter des *Elephas Armeniacus*, dort häufig ist. Die Reste der kleinen Maulwurfsrasse bestehen aus: Radius, zwei Ulnas, vier Humeris, Femur und zwei Mandibeln. Von der stärkeren Form ist eine Ulna, Radius und eine Mandibel erhalten. Während die Knochen der kleinen Form weiß sind und sich

[1]) F. v. Sandberger, Über Ablagerungen der Glazialzeit und ihre Fauna bei Würzburg.

[2]) A. Nehring, Fossilreste kleiner Säugetiere aus dem Diluvium von Nußdorf bei Wien. Jahrb. der k. k. geol. R.-A., 1879, XXIX. Bd., 3. Heft, pag. 483.

leicht von der lehmigen Erde, in der sie eingebettet waren, befreien lassen, tragen die Reste der größeren Form feine Überzüge von schmutzigem Kalksinter. Ein gleiches Verhalten wiederholt sich bei den beiden Hasenrassen, bei zwei Varietäten von *Arvicola amphibius*, bei den Wölfen, Bären, Rehen etc. Die gröberen, ja zum Teil sehr viel mächtigeren Knochen sind es, die mit der erwähnten Kalksinterkruste bedeckt sind, unter der Mangandendriten zum Vorschein kommen. Es ist dies eine durch das europäische Reh charakterisierte Tiergesellschaft, der die kleineren Formen (der ungarischen Steppengebiete?) gegenüberstehen. Im allgemeinen herrscht die Steppenfauna in Hundsheim vor, doch finden sich von einer Invasion der westlichen (?) stärkeren Formen deutliche Spuren etwa in der Mitte der ganzen Ablagerung. Dieser Vorstoß scheint während einer Waldphase stattgefunden zu haben.

Erinaceus cf. europaeus L. Die Reste des Igels sind nicht selten, sie stecken in den ältesten Breccien, oder auch in loser Erde der Höhlenfüllung. Neben einigen Unterkiefern und Maxillenzähnen liegen Tibia, Tarsalia, Ulna etc. vor. Nicht ausgeschlossen ist die Identität mit dem großohrigen Igel: *E. auritus Pallas.* Er ist mehr ein Bewohner der Ebene, lebt im südlichen Rußland gegen Osten. Er soll längere Beine haben, was vielleicht die nähere Bestimmung ermöglicht.

II. Vespertilionidae [1]).

Die Form und Zahl der Prämolaren im Unterkiefer charakterisiert das Genus *Vespertilio* und schließt hier wie in den beiden folgenden Spezies *Plecotus* und *Vesperugo* aus. An rezentem Material der zoologischen Sammlung in München konnte ich die größte Fledermaus von Hundsheim als *Vespertilio murinus Pall.* bestimmen. Es lagen ein Unterkiefer und Flügelknochen vor. Daneben fand sich, gleichfalls durch Mandibeln vertreten, eine zweite kleinere *Vespertilio sp.* und eine dritte kleinste *Vespertilio sp.* Das Zusammenvorkommen von mehreren Fledermausarten in Höhlen, Kellern etc. ist eine öfters beobachtete Erscheinung.

III. Rodentia.

Zwei Rassen von *Arvicola amphibius Linné.* Die Anwesenheit der „Wasserratte" ist mehrfach durch Mandibeln sowie durch einen Schädel belegt; er war sicher zu bestimmen [2]). Zu der größeren Rasse gehört ein Cranium und eine halbe Mandibel, zu der kleineren ein Palatinum mit drei Zähnen, drei Mandibeln, zwei untere vorderste Backzähne und einige Unterkieferschneidezähne.

---

[1]) S. E. Dobson, Catalogue of the Chiroptera in the Collection of the british Museum. London 1878. — Maisonneuve, Traité de l'ostéologie et de la myologie du Vespertilio murinus. Paris 1878.

[2]) J. Kafka, Recente und fossile Nagetiere Böhmens. Archiv der Naturwissenschaftl. Landesuntersuchung von Böhmen. Prag 1893 und Blasius, Fauna der Wirbeltiere Deutschlands I. Braunschweig 1857.

Arvicola arvalis Pall.[1]). Wurde gleichfalls nach Mandibeln bestimmt. Als Vergleichsmaterial diente mir die Arvicolensammlung des Münchener zoologischen Instituts.

Arvicola glareolus Schreber und *Arvicola subterraneus De Selys* sind durch zahlreiche Mandibeln vertreten.

Myoxus glis Pallas. Der Siebenschläfer wird durch einen Humerus angezeigt. Dieser Knochen ähnelt dem entsprechenden des Wiesels auffallend und ist nur durch die Richtung der Spange am Foramen entepicondyloideum zu unterscheiden. Die Bestimmung wurde durch Auffindung eines oberen Backzahnes[2]) und einiger Schneidezähne bestätigt. Im Diluvium ist der Siebenschläfer mehrfach beobachtet, und zwar nicht nur zusammen mit Tieren gemäßigten Klimas, sondern auch als Bestandteil der jungdiluvialen Hochgebirgsfauna so von Vöklinshofen im Elsaß[3]). Schmerling beschrieb ihn als *Myòxus priscus*[4]) aus Höhlen der Umgegend von Lüttich. Heute lebt der Siebenschläfer nach P. L. Martin über ganz Europa verbreitet mit Ausnahme von England, Skandinavien und dem hohen Norden bis an die Wolga und den Kaukasus. Sein Auftreten in Hundsheim hat also nichts Befremdliches, obwohl er mehr ein Bewohner des Waldes als der Steppe ist.

Lepus timidus L. und *Lepus cf. timidus.* Von einer Hasenart, die dem gemeinen Hasen nicht fernstehen dürfte, vielleicht aber etwas schwächer ist als der diluviale Hase, sind zweierlei Rassen vorhanden. Von den auch hier wieder mit Manganoxyden bedeckten Resten der stärkeren Rasse ist besonders eine fast vollständige Mandibel zu erwähnen. Zur zierlicheren Rasse gehört auch eine Mandibel und einige andere Knochen, so das Becken, mit dem für Hasen und verwandte Gattungen so bezeichnenden Knötchen auf der Unterseite des Iliums. Auch fanden sich die recht charakteristischen Wirbel, sodann der Calcaneus und das Metatarsale V, welches eine gewisse Ähnlichkeit mit demselben Knochen vom Fuchs aufweist. Im Pleistocän ist *Lepus timidus*, *Lepus variabilis* und *Lepus cuniculus* verbreitet. *Lepus diluvianus P. Gervais* (in Zool. et Pal. franç., pag. 47 bis 48) ist die große Rasse des quartären Hasen, die meines Wissens auch Schmerling (l. c.) abbildet. Drei verschiedene Hasen beschreiben M. de Serres, Doubrueil und Jeanjean[5]); aus den Höhlen von Lunel Viel; zwei davon werden auf *Lepus timidus*, einer auf das Genus *Cuniculus*, bezogen. Eine Revision der diluvialen Hasen und Vergleich mit den östlichen Formen erscheint wünschenswert.

Hystrix cristata Linné. Das Stachelschwein hat sehr spärliche Reste hinterlassen. Es wurde nur ein Metacarpale und ein Meta-

---

[1]) Über die Verbreitung dieser Art siehe A. Nehring: Fossilreste kleiner Säugetiere im Diluvium von Nußdorf bei Wien. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1879, XXIX. Bd., 3. Heft, pag. 485.

[2]) F. Giebel, Odontographie, Glires.

[3]) H. Hagmann, Die diluviale Wirbeltierfauna von Vöklinshofen (Ober-Elsaß). Abh. zur geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen. Straßburg 1899.

[4]) Schmerling, Recherches sur les ossements fossils dans les cavernes de la Province de Liège, 1833—34.

[5]) Recherches sur les ossements humatiles des cavernes de Lunel Viel 1839, pag. 123—128, Tafel X, Fig. 25.

tarsale gefunden. Die Übereinstimmung beider Knochen mit *Hystrix* ist vollkommen und verschieden von den entsprechenden Skelett-teilen des Bibers, mit denen sie auch verglichen wurden. Heute ist das Stachelschwein heimisch im südlichen Europa und im Orient. Es ist keine auffallende Erscheinung, daß *Hystrix* sowohl hier wie in der anscheinend gleichalterigen Fauna von Montsaunés [1]) neben Formen warmer Klimate vorkommt. Hingegen deutet sein Erscheinen im jüngeren Diluvium Mitteleuropas neben kälteliebenden Arten wie Mammuth und wollhaarigem Rhinozeros wohl auf eine klimatische Varietät, welche mit dem Stachelschwein Rußlands jenseits der Wolga näher verwandt sein mag als mit der süditalienischen *Hystrix*.

Nehring zieht die *Hystrix*-Reste aus Franken (Zwergloch) und aus Thüringen (Saalfeld) darum auch zu *Hystrix hirsutirostris*. Ich konnte gelegentlich eines Besuches des Eggenburger Museums im Sommer 1906 auch aus den Höhlen der Gegend von Eggenburg *Hystrix* konstatieren, die zusammen mit einer ganz anderen Diluvialfauna vorkommen als wie dies für Hundsheim und Montsaunés gilt [2]).

Hystricomys Giebel sp.? Ein kleiner Hystricide ist durch eine Vorderextremität und vielleicht einen Schneidezahn des Oberkiefers vertreten. Nach mühevoller Prüfung zahlreicher Gattungen kleiner Raubtiere und etwa gleichgroßer Nager, bei der mich Herr Prof. Matschie in liebenswürdigster Weise im Berliner Museum unterstützt hat, fand sich endlich eine annähernde Übereinstimmung mit der afrikanischen Hystricidengattung *Aulacodus*. Da indes selbst die generische Identität mit diesem afrikanischen Hystricomorphen fraglich ist, so scheint mir die Beziehung zu *Hystricomys turingensis* aus dem Thüringischen Pliocän (Halle a. d. Saale, Zeitschrift für Naturwissenschaften, Bd. 16, pag. 148—151, Taf. I, Fig. 3) am wahrscheinlichsten. Auch im Plistocän von Sicilien kennt man einen kleinen Hystricomorphen (cf. Trouessart, Catalogus Mammalium).

Cricetus vulgaris Desmarest. (*C. vulgaris fossilis Kaup.*) Der gemeine Hamster ist spärlich vertreten. Es liegt das distale Ende des Humerus vor. Ich bestimmte den Rest nach Skeletteilen in der zoologischen Sammlung in München.

Der Hamster ist im alten, mittleren und jungen Quartär verbreitet. Besonders im Löß sind Hamsterreste mehrfach gefunden worden [3]). Heute bewohnt der Hamster Westsibirien und Osteuropa bis zum Kaukasus.

Cricetus phaeus Pallas (= *C. phaeus foss. Nehring*). Einige Mandibeln einer sehr kleinen Hamsterart sind auf *Cricetus phaeus*

---

[1]) Harlé, Catalogue de Palaeontologie de la Collection de Toulouse. Soc. d'Hist. Nat. de Toulouse, XXII, 1898, pag. 27—31.

[2]) Die Eggenburger Diluvialfauna besteht aus den folgenden Arten: *Elephas primigenius, Rhinoceros tichorhinus, Bison priscus, Cervus spelaeus Owen, Rangifer tarandus?, Equus caballus, Lepus sp., Hystrix cf. hirsutirostris, Gulo borealis, Mustela cf. martes, Hyaena spelaea, Canis vulpes* (zum Teil *lagopus?*), *Canis lupus, Felis spelaea, Ursus spelaeus.*

[3]) Vergl. A. Nehring, 1. Über pleistocäne Hamsterreste aus Mittel- und Westeuropa. Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A., Bd. XLIII, pag. 179—198, Wien 1893, und Fossilreste kleiner Säugetiere aus dem Diluvium von Nußdorf bei Wien, l. c.

Pallas oder auf *Cricetus arenarius Pallas* zu beziehen. Fossil wurden solche kleinen Hamster von A. Nehring aus der Knochenbreccie von Beremend in Ungarn angeführt. Auch aus dem jüngeren Quartär Mährens kennt man sie (vergl. Kříž: Die Quartärzeit in Mähren, Steinitz 1903). Heute bewohnt *Cricetus phaeus* Südrußland bis Persien, *Cr. arenarius* den Ural und die Krim.

Mus sylvaticus Linné (= *M. sylvaticus foss. Gervais*). Von der Waldmaus sind zwei Unterkiefer und Schneidezähne vorhanden, neben viel zahlreicheren Resten von Wühlmäusen. Im Diluvium wurde sie mehrfach beobachtet, zumeist wohl im jüngeren, doch auch schon im Forestbed [1]) erscheint sie, und zwar im „Upper-Freshwaterbed" von Westrunton.

IV. Carnivora.

A. Mustelidae.

Putorius putorius L. [2]). Vom Iltis wurde eine halbe Mandibel gefunden mit sämtlichen Zähnen, ausgenommen die Inzisiven und außerdem Bruchstücke von femur und tibia.

Mustela erminea Linné. Das große Wiesel wurde gleichfalls durch einen Unterkieferast erkannt, der in versinterter Lößmasse eingebacken war.

B. Felidae.

Felis catus L., die Wildkatze. Auf ein Schädelfragment gründet sich diese Bestimmung, welche ich in Berlin vornahm. Es ist der Eckzahn samt den drei Prämolaren und der größte Teil des Maxillare erhalten, das übrige steckt in hartem Kalksinter. Dieser Felide ist so stark als irgendeine europäische Wildkatze, von der mir ein großes Material im Berliner zoolog. Museum vorlag. An Luchs kann nicht gedacht werden, da dieser weit stärker ist als unser Fossil. Auch auf *Felis Chaus Güldenstedt* darf die Hundsheimer Maxille nicht bezogen werden. Ein von Nehring zu *F. chaus* gestellter Rest wurde in Höschs Höhle bei Neumühl in Bayrisch-Oberfranken gefunden. Boyd Dawkins [3]) und Sandford bestimmen einen Unterkiefer aus England als *Felis caffer*, die meines Wissens auch von Busk [4]) aus diluvialen Knochenhöhlen von Gibraltar neben *Felis serval*, *Hyaena spelaea*, *Rhinoceros Mercki*, *Dama* etc. angegeben wird.

---

[1]) E. T. Newton, The Vertebrata of the Forestbedseries of Norfolk and Suffolk. Memoirs of the Geological Survey, London 1882, pag. 93, Taf. XIV, Fig. 11, 11 a.

[2]) Vergl. De Blainville, Osteographie etc., Mammifères-Carnassiers. Tome II, Planche VII, Paris 1839—1864.

[3]) Dawkins und Sandford, Pleistocäne Mammalia, Part. 1—4, The smaller *Felidae*, pag. 181—183.

[4]) G. Busk, On the ancient or quaternary fauna of Gibraltar etc. Trans. Zool. Soc., London. Vol. X, 1879.

Felis ferus M. de Serres[1]), welche mit *Felis servaloides Gervais* in Lunel Viel gefunden wurde und *Felis catus magna*[2]) werden von Dawkins und Sandford gleichfalls zu *Felis caffer* gestellt. Während *Felis caffer* und ihre Vertreterin *F. torquata* aus dem Himalaja etwa die Größe der Hauskatze besitzen, so ist *Felis chaus* und *Felis caligata* größer als die Wildkatze. Eine genaue Untersuchung der kleineren Katzen des Diluviums, unter denen Nehring auch *Felis manul*, die kleine tatarische Steppenkatze vermutet, wäre sehr interessant. Zahlreiche Zahnmaße von *Felis bubastis*, *caligata* und *chaus* liegen durch Nehring vor.

Felis pardus L. Zum Leoparden rechne ich ein *Metapodium* mit typischen Felidenmerkmalen. Es ist viel zu klein für Löwe und für *Machairodus*, von dem derselbe Knochen vorhanden ist, doch etwas groß für Leopard. Außerdem hat sich ein sicher zu einem großen „Panther" gehöriges Scapholunare gefunden, das ich in Berlin zu vergleichen Gelegenheit hatte. Die Hundsheimer Leopardenform dürfte der kleinasiatischen *Felis tulliana* nahegestanden haben, von der ein schönes Exemplar im Berliner zoologischen Garten zur Zeit gehalten wird. Dieser Leopard ist außer durch seine Zeichnung auch durch seine starken Dimensionen bemerkenswert. Auf *Felis tigris*, aus dem transkaspischen Steppengebiet, ist der Knochen nicht zu beziehen, wie denn überhaupt der fossile Tiger bisher nur durch die sibirische Varietät, die Tscherski auf den Neusibirischen Inseln fand und die ich von Westeregeln und Egeln (Geol. Institut Halle) konstatieren konnte, vertreten zu sein scheint.

Inwieweit *Felis uncia Buffon*, der *Irbis* Zentralasiens und des Altai, für das europäische Diluvium in Betracht kommt, ist ungewiß. Nehring ist geneigt, in manchen Fällen an *Irbis* zu denken, was namentlich für die jungdiluvialen mährischen Feliden von Leopardengröße gelten mag. *Felis pardus* erscheint im Diluvium in mehreren Horizonten. Zuerst in den *Antiquus*-Faunen des zweiten und dritten Interglazials, wie in Lunel Viel und Taubach neben Tieren eines warmen Klimas, dann aber besonders in der postglazialen arktischen Steppenzeit zusammen mit Renntier, Lemming etc. Eine ganz ähnliche Wiederkehr haben wir schon oben bei *Hystrix* beobachtet.

Machairodus latidens Owen (R. Owen, British Fossil Mammals and Birds 1846, pag. 180) wird zuerst von F. Toula in seiner zweiten *Rhinoceros*-Studie erwähnt.

Die Angabe bezieht sich auf einen Eckzahn des Oberkiefers, welcher von Herrn Dr. Porsche und mir in Hundsheim ausgegraben wurde, zusammen mit dem Hornstuhl und einigen Oberkieferbackzähnen des *Rhinoceros Hundsheimensis.* Vom zweiten Eckzahn desselben Tieres sind nur einige Bruchstücke vorhanden. Vom selben Tier fand sich ferner: ein Mandibelast mit C, p_2 und m_1. Von p_1 ist nur

[1]) M. de Serres, Dubrueil et Jeanjean, Recherches sur les Ossements humatiles des Cavernes de Lunel Viel 1839, pag. 120, pl. IX, Fig. 12, 13, 17.

[2]) Schmerling, Oss. fossiles etc, Vol. II, pag. 88, pl. XVIII, Fig. 13, 14, 23, 24.

die Alveole erhalten, einige isolierte Schneidezähne und Prämolaren könnten dazu gehören. Vom übrigen Skelett fand ich mit den Zähnen zusammen eine große Zahl von Wirbeln, Altlas und Epistropheus, Sacrum etc. Ferner beide Becken, viele Rippen und Fragmente der Vorder- und Hinterextremitäten, besonders einen schönen Humerus, Ulna etc. Von der Handwurzel das Scapholunare. Vom Fußgelenk: Astragalus, Calcaneus, Naviculare, Ectocuneiforme, schließlich eine beträchtliche Zahl von Metapodien und Phalangen. Die Reste lohnen den Versuch einer Restaurierung des Skeletts um so mehr als bisher von *Machairodus latidens* nur Zähne gefunden wurden. Die Knochen waren in brauner lehmartiger Erde eingeschlossen und sind merkwürdig wenig in ihrem ursprünglichen Aussehen verändert. Von einem zweiten Individuum sind die viel spärlicheren Knochen richtig versteinert, mit gelblicher Rinde überzogen und durch Mangandendriten gefleckt. Es sind dies ein Femurfragment, Tibia, Patella und Scapula in fragmentärem Zustand. Ein drittes und vielleicht auch viertes Exemplar, das in der Erhaltung von den beiden erstgenannten abweicht, jedoch eher die Merkmale des zweiten besitzt, wird durch zwei Schädelbruchstücke angezeigt. Diese Reste sind teils gelblichweiß, teils mit einem Anflug rötlicher Farbe bedeckt und mit Kalktuff inkrustiert. Das Schädelfragment von mehr rötlicher Farbe hat durch seitlichen Druck gelitten. Es besteht aus den beiden Stirnbeinen, den Nasenbeinen und den Knochen der Schädelbasis. Das Maxillenbruchstück zeigt den Reißzahn und den ersten Molaren in vorzüglicher Erhaltung. — Das Vorkommen von *Machairodus latidens* in Kents Hole ist neuerdings durch Dawkins und Sandford[1]) näher bekannt geworden. Eine berühmte Fundschicht von *Machairodus* in England ist ferner das Forestbed. Lankester[2]) wies im Jahre 1869 zum erstenmal *Machairodus* in Forestbed nach, E. T. Newton[3]) beschrieb einen Eckzahn von *Machairodus sp.* aus dem Forestbed von Kessingland. Der dritte Nachweis des Vorkommens dieser Art im Forestbed wurde 1886 von J. Backhouse[4]) geliefert. Es handelt sich um die rechte Mandibelhälfte eines sehr großen *Machairodus*, der wieder in Kessingland gefunden wurde. Ein Jahr später veröffentlichte Lankester[5]) den Fund einer weiteren Mandibel. Ein Fund von *Machairodus crenatidens Fabrini*, der von *M. latidens* fast ununterscheidbar ist und als dessen direkter Vorläufer anzusehen ist, wurde 1903 durch Boyd Dawkins[6]) bekannt. An die englischen Vorkommnisse reihen sich die etwas zahlreicheren aus Frankreich an.

---

[1]) Boyd Dawkins und Sandford (l. c.), pag. 184—192 und Tafel XXV.

[2]) E. R. Lankester, On the Occurence of *Machairodus* in the Forestbed of Norfolk. Geol. Mag., Vol. VII, pag. 440.

[3]) E. T. Newton, The Vertebrata of the Forestbedseries of Norfolk and Suffolk. Mem. of the Geol. Survey, London 1882, pag. 23—24, Taf. IV, Fig. 5, 5a.

[4]) Quaternal Journal. Geol. Soc.' Vol. XLII, 1886, pag. 309—312.

[5]) E. R. Lankester, On a mandible of *Machairodus* from the Forestbed. Quat. Journal. Geol. Soc., Vol. XLIII, 1887, pag. 7.

[6]) W. Boyd Dawkins, On the discovery of an ossiferous Cavern of Pliocene age at Doveholes Buxton (Derbyshire). Quaternal Journal of the geol. Soc. of London 1903.

P. Gervais[1]) führt *Machairodus latidens* aus dem Diluvium der Umgegend von Le Puy im Velay an, ein Fund, der von Boule später nicht wieder genannt worden ist. An anderer Stelle lieferte P. Gervais eine eingehendere Beschreibung der Reste von *Machairodus latidens* aus der Caverne de la Baume im Jura[2]).

Die jüngste Zusammenstellung der Fundorte von *Machairodus latidens* gibt M. Boule[3]), worin neben den genannten französischen Funden noch einer aus dem untersten Quartärkies der Gegend von Abbeville erwähnt wird. Ein Jahr später gibt Boule[4]) dieselbe Art aus Montmaurin (Haute Garonne) an, wo *M. latidens* mit Formen eines warmen Klimas zusammen gelebt hat.

Die *Machairodus*-Reste von Hundsheim werden nicht begleitet von den sonst recht zahlreichen Bärenknochen, woraus man schließen darf, daß beide Raubtiere nicht gleichzeitig die Höhle bewohnt haben. Hingegen kommt *Machairodus* zusammen mit *Rhinoceros* und mit Ziegen-, beziehungsweise Schafsknochen vor. Die Säbelzähne des *Machairodus* konnten den Hautpanzer der Rhinoceroten und Elephanten zerschneiden, wozu kein anderes Raubtier befähigt war.

D. Ursidae.

Die Bärenreste von Hundsheim sind alle auf eine Spezies, doch auf zwei verschiedene Rassen zu beziehen[5]). Toula gab in seiner ersten Arbeit *Ursus cf. spelaeus* an, indem er sich auf die allgemeine Schädelform und die starken Dimensionen der Zähne stützte. Die Verwandtschaft von *Ursus arctos* mit *Ursus spelaeus* wird auch von Kafka[6]) behauptet, so daß die Bezeichnung „*cf. spelaeus*“ verständlich ist. Doch in neuester Zeit wurde von W. v. Reichenau[7]) überzeugend dargetan, daß *Ursus arctos* und *Ursus spelaeus* gar nicht so nahe verwandt sind, als man früher glaubte. Der Vergleich der Reste der Bären von Hundsheim mit dem europäischen *Ursus arctos*

---

[1]) P. Gervais, Zool. et Pal. françaises, pag. 231.

[2]) P. Gervais, Zool. et. Pal. générales, Chapitre IV, pl. XVIII, Fig. 3—4. Dents de *Machairodus latidens* découvertes dans une Caverne du Jura, pag. 78—79.

[3]) M. Boule, *Machairodus* européens. Extrait du Bulletin de la Soc. géologique de France, IVième Série, tome I, pag. 551, 1901.

[4]) M. Boule, La caverne à ossements de Montmaurin (Haute Garonne). Extrait de l'Anthropologie, tome XIII, 1902, pag. 10, Fig. 8.

Die begleitende Fauna bestand aus den folgenden Arten: *Rhinoceros Merckii*, *Equus caballus*, *Sus scrofa*, Bovide (nicht plump, eher mit *Bos elatus* vergleichbar), *Cervus elaphus*, *Cervus capreolus*, *Canis lupus*, *Ursus* (kleine Spez.), *Hyaena brunea*, *Machairodus latidens*, *Castor sp.* (Kleine Rasse, etwa wie in Süßenborn und Mauer.)

[5]) Brehm unterscheidet außer den Lokalschlägen zwei nebeneinander vorkommende Rassen des braunen Bären, den Aas- und den Ameisenbär, die in den Karpathen in streng gesonderten Varietäten, nach einheimischen Jägern in verschiedenen „Arten“ nebeneinander leben.

[6]) Vergl. Kafka, Fossile und rezente Raubtiere Böhmens. Archiv für naturwissenschaftl. Landesdurchforschung von Böhmen, Prag 1903, Bd. X, Nr. 6.

[7]) W. v. Reichenau, Beiträge zur näheren Kenntnis der Carnivoren aus den Sanden von Mauer und Mosbach. Abh. d. großherzogl. hess. geol. Landesanstalt. Bd. IV, Heft 2, Darmstadt 1906.

läßt zwar nicht für alle Zähne Größenübereinstimmung erkennen. Dies rührt daher, daß im Mitteldiluvium eine Rasse des braunen Bären verbreitet war von viel stärkeren Proportionen des Skeletts, als man dies heute zu sehen gewohnt ist. Goldfuß nannte diesen Bären *Ursus priscus.* Der braune Bär von Taubach, mit dem auch die Hundsheimer Zähne verglichen wurden, nähert sich nach W. v. Reichenau (l. c., pag. 275 oben) dem Kamtschatkabären *Ursus piscator.* Ein Vergleich der Hundsheimer Zähne mit *Ursus spelaeus* zeigte die zwischen *Ursus spelaeus* und *Ursus arctos* bestehende Verschiedenheit. Es sind durchgehends bei den Hundsheimer Stücken Lückenzähne vorhanden, beziehungsweise deren Alveolen, während solche bei *Ursus spelaeus* ziemlich konstant fehlen. Die Bärenknochen von Hundsheim sind teils schwärzlichbraun, teils gelblichweiß und oft mit Kalksinter überzogen. Die dunklen Knochen sind alle sehr mächtig und könnten als zu *U. spelaeus* gehörig betrachtet werden, wenn nicht ein zugehöriges Cranium sich als *Ursus arctos* (*var. priscus Goldfuß?*) bestimmen ließe. Hierher gehören ferner zwei Humerusfragmente, eine Ulna, ein Skapholunare der Handwurzel, zahlreiche Metapodien und einzelne Zähne. Eine Fibula, die mehr bräunlich gefärbt ist und m_3 des Oberkiefers zeigen in ihrem Erhaltungszustand große Ähnlichkeit mit Knochen der *Capra jemlaica*, dem Thar des Himalaja, der sich in Hundsheim vorfand; die braun gefärbten und auch einige gelblichweiße Knochen sind teils auf die starke Rasse zu beziehen, teils auf Individuen mittlerer Größe, meist aber gehören sie Tieren der kleinen Rasse an, welche niemals den dunklen Erhaltungszustand aufweisen. Helle Oberflächen haben einige Extremitätenreste, Metapodien, m_2 und m_3 des Unterkiefers etc.

Die Reste der großen Bärenrasse wurden bei den ersten Grabungen in Hundsheim zusammen mit ganz gleich aussehenden Knochen von *Bison priscus* gefunden, mit denen auch das europäische Reh gleichzeitig gelebt hat, wenn man aus gleichem Zustand der Erhaltung auf gleichzeitiges Vorkommen schließen darf. Andererseits sind die Reste des asiatischen Rehs, der Schafe und der Ziegen (mit Ausnahme der bräunlich gefleckten Reste von *Capra jemlaica*) in ihrer Konservierung den Knochen der kleineren Bären recht ähnlich. Diese zweite Tiergruppe kann man als „Pygargus-Fauna" zusammenfassen, sie ist östlichen Ursprungs und besteht vor allem aus jetzt vorderasiatischen Tierformen. Ihr schließt sich auch *Machairodus* an und die Mikrofauna der zierlicheren Unterarten mit Ausnahme von *Hystrix.* Aus dieser Aufteilung der Hundsheimer Fauna in eine bodenständig westeuropäische und in eine eingewanderte vermutlich pannonische ergeben sich für die Ernährungsweise der die Höhle bewohnenden Raubtiere einige Gesichtspunkte. Die großen Bären schlugen den Bisonten, ihre kleineren Vettern und die großen Katzen erbeuteten das asiatische Reh, den Hirch, Ziege und Wildschaf, der Leopard jagte den Schakal [1]).

---

[1]) Brehm gibt an, daß auf Ceylon der Panther Schakale und Hunde erbeutet.

E. Canidae.

Canis aureus L. Vom Schakal hat die Hundsheimer Höhle spärliche, doch unzweideutige Reste geliefert. Die Bestimmung stützt sich hauptsächlich auf zwei Mandibelfragmente mit allerdings wenig vollkommenen Zähnen. Aus der Form ihrer Umrisse und ihren genau mit Zähnen des Schakals übereinstimmenden Maßverhältnissen, sodann aus der plumpen Form der Kinnladen ergibt sich ihre Identität mit *Canis aureus.* Sie sind merklich kleiner als *Canis cf. neschersensis*, der zusammen mit Schakal sich vorfand. Außerdem sind vom Schakal einige Metapodien vorhanden, die auf junge Individuen hindeuten. Die Kieferstücke rühren hingegen von einem ganz ausgewachsenen Tier her, ein Umstand, der die Sicherheit meiner Bestimmung wesentlich stützt. Der Hundsheimer Schakalfund scheint der dritte sichere Nachweis dieses Tieres aus dem Pleistocän zu sein. Kafka (l. c.) äußert sich in dieser Frage noch folgendermaßen: „Es ist überhaupt genug auffällig, daß gerade der Schakal, *Canis* (*Lupulus*) *aureus*, im mitteleuropäischen Diluvium nicht genau sichergestellt wurde, obwohl Nehring[1]) dafür hält, daß demselben einige Reste aus der Höschenhöhle bei Neumühle angehören[2]). Sonst gehört vielleicht *Canis ferus var. Mikii Woldř.* in die nächste Verwandtschaft des *Canis aureus.* Er ist ein Hund, der etwas kleiner ist als *Canis ferus var. ferus Bourg* und die Größe des Schakals besitzt. Er wurde auf Grund von Ober- und Unterkieferbruchstücken aus Certova dira in Mähren beschrieben. Er erscheint postglazial im Anfang der Steppenperiode“ [3]).

Eine Bestätigung des ersten Schakalfundes in Oberfranken erbrachte Nehring durch Beschreibung eines Überrestes von *Canis aureus* in seiner posthum erschienenen Arbeit: Diluviale Wirbeltierfauna aus einer Schlote des Seweckenberges bei Quedlinburg[4]). Heute lebt der Schakal von Ceylon bis ins mittlere Asien, im südöstlichen Rußland und in Dalmatien. Außerdem kommt er in Nordafrika vor. Sein Auftreten in Hundsheim hat nichts Erstaunliches, wenn man die Nähe seines jetzigen Verbreitungsgebietes bedenkt.

Canis cf. Neschersensis (*Croizet*) *de Blainville.* Dieser oder ein ähnlicher, nah verwandter Canide ist durch eine vorzüglich erhaltene Mandibel vertreten, die mit Blainvilles Abbildung[5]) nicht schlecht übereinstimmt, nur mit dem einen Unterschied, daß im Gegensatz zur Originalabbildung in dem Hundsheimer Stück der Reißzahn des Unterkiefers m_1 dicht neben dem vierten Prämolaren sitzt, ein Verhalten, das ich auch an dem Kiefer eines jungen Individuums von Crayford in England beobachtet habe. *Canis Neschersensis* kommt bereits im Pliocän von Neschers und in den *Alluvions ponceuses* (*non pliocènes*)

---

[1]) A. Nehring, Tundren und Steppen, pag. 194.

[2]) Die Höschenhöhle ist, wie oben erwähnt, der Fundort von *Felis chaus foss.*

[3]) Dr. Woldřich, Beiträge zur Geschichte des fossilen Hundes. Mitteil. der anthropologischen Gesellschaft, Wien 1882, XI. Bd.

[4]) Sitzungsbericht der Gesellschaft naturforschender Freunde. Berlin 1904, 19. 2. Ref. im Neuen Jahrb. für Min. etc. 1906. II.

[5]) De Blainville, Ostéographie etc. *Genus Canis,* pag. 125, pl. XIII.

von Neschers, ferner im Val d'Arno [1]) vor. Seine pliocäne Varietät von Neschers ist etwas zierlicher als die diluviale Form, welche der Art zugrunde gelegt wurde. Im tiefsten Diluvium von Mosbach und Mauer ist *Canis Neschersensis* durch W. v. Reichenau [2]) bekannt geworden. Auch im tieferen Mitteldiluvium kommt er vor, wie seine zahlreichen Reste aus Crayford in England (Britisches Museum) beweisen. Hundsheim ist sein östlichstes Vorkommen.

Nach de Blainville ist *Canis Neschersensis* durchaus ähnlich dem kleinen schwarzen Wolf der Gebirge, *Canis Lycaon*, der noch heute in den Pyrenäen lebt. Nach einem Etikett Matschies, das in W. v. Reichenaus Arbeit erwähnt wird (l. c.), ist *Canis Neschersensis* von Mauer (in Hildesheim) dem „sibirischen Steppenhund" nahe verwandt.

Bei einer Revision des Hundsheimer Materials im Berliner zoologischen Museum fand ich eine beträchtliche Ähnlichkeit in den Maßverhältnissen zwischen einem kleinen Wolf aus Palästina und der Hundsheimer Mandibel. Vom ungarischen Rohrwolf stand mir leider kein Material zu Gebote, Nach einer freundlichen Mitteilung Herrn Professor Matschies könnte das Hundsheimer Fossil vielleicht mit dem Rohrwolf aus Ungarn identisch sein [3]). Ein westeuropäischer kleiner Wolf ist der in den nordwestlichen Pyrenäen und in den Landes gegen Bordeaux hin vorkommende *Canis Lycaon Erxl.* (Le petit loup noir des montagnes nach De Blainville.)

Canis lupus Linné. Es liegt ein Humerusende vor, welches auf einen Caniden von Wolfsgröße bezogen werden muß; es ist zu stark für eine der beiden obengenannten Hundearten. Während die Knochen vom Schakal und *Canis Neschersensis* den hellen Erhaltungszustand aufweisen, hat der einzige Knochen, welcher zu *Canis lupus* gestellt werden muß, ein ganz abweichendes Aussehen: er ist stark mit Kalzit imprägniert und trägt zahlreiche Mangandendriten auf seiner sonst weißen Oberfläche. Er stimmt in der Art der Erhaltung recht gut mit der zweier Rosenstöcke von *Cervus elaphus* überein, in deren nächster Nähe er gefunden sein mag. Über die spezielle Rasse des Wolfes gibt der einzelne Knochen natürlich keine Anhaltspunkte. Nach Vorkommnissen eines schwachen *Canis lupus* in südfranzösischen Höhlen von etwa gleichem Alter und dem Diluvium von Crayford, das als Fundort von *Canis Neschersensis* oben erwähnt wurde, zu schließen, dürfte damals allgemein neben *Canis Neschersensis* eine kleine Wolfsrasse existiert haben, welche sich wahrscheinlich von *Canis etruscus Forsyth Major* ableitet.

---

[1]) C. J. Forsyth Major, Considerazioni sulla Fauna dei Mammiferi pliocenici e postpliocenici della Toscana. Atti della Soc. toscana, III, pag. 207—223, Taf. X, Fig. 3.

[2]) W. v. Reichenau, Beiträge zur näheren Kenntnis der Carnivoren aus den Sanden von Mauer und Mosbach (l. c.), Tafel X, Fig. 2, 3, 4.

[3]) Dank einer brieflichen Auskunft von seiten Herrn Dr. Toldts am Hofmuseum in Wien, bin ich in der Lage die Möglichkeit einer Übereinstimmung verneinen zu können. Der Rohrwolf aus Kalocza in Ungarn (paläontologische Sammlung, Inventar-Nr. 4678, 1883, Koll. Jeitteles) hat 28 *mm* Länge des Unterkieferreisszahnes, gegenüber 22·5—24 bei *Canis Neschersensis* und ist überhaupt viel stärker als dieser Canide.

Hyaena striata Zimmermann (= ? *striata fossilis Harlé*). Die gestreifte Hyäne ist in Hundsheim ebenso selten wie der Wolf. Es liegen nur Reste eines einzigen Tieres vor; es sind dies das proximale und das distale Ende eines Humerus, ferner die proximalen Enden von Radius und Ulna, welche zum gleichen Humerus gehören. Die Stücke wurden im Wiener Hofmuseum mit entsprechenden Knochen von der gefleckten und gestreiften Hyäne verglichen und erwiesen sich als zu schlank gebaut für *H. crocuta* und besonders zu zierlich für *H. spelaea*, von der ich Schmerlings Abbildungen vor mir hatte. Mit *Hyaena striata* war die Übereinstimmung eine vollkommene. Die Reste sind stark versteinert, von gelber Oberfläche, mit zahlreichen Mangandendriten bedeckt. Hierin ähneln sie den Resten vom Individuum II des *Machairodus latidens*. Die gestreiften Hyänen sind ein altes Geschlecht, das schon im Pliocän der Siwaliks verwandte Arten aufweist (*Hyaena sivalensis* und *macrostoma*). *Hyaena striata* wird aus dem Redcrag von Norfolk und aus dem Arnotal von Lydekker[1]) als ältestes Vorkommnis erwähnt. Eine verwandte Art: *Hyaena antiqua* beschreibt Lankester[2]) aus Suffolk. Sie soll nach Lydekker (Catalogue of the fossil Mammalia in the british Museum) der *H. striata* nahestehen. Aus dem Crag bildete E. T. Newton[3]) einige Zähne ab, die auch er zu *Hyaena striata* stellt.

Außer den Funden der gestreiften Hyäne in England und Italien kennt man solche aus Frankreich, Spanien und Nordafrika. In Frankreich sind es besonders die Höhlen von Lunel Viel. Die erste Notiz, welche Christol und Bravard[4]) über dieses Vorkommen geben, datiert aus dem Jahre 1828. Aus demselben Jahre stammt Croizet und Joberts[5]) große Arbeit über Mont Perrier. Eine eingehendere Beschreibung der *Hyaena striata* von Lunel Viel bringen M. de Serres, Dubrueil et Jeanjean[6]) im Jahre 1839. *Hyaena striata* wird durch *Hyaena prisca*, *Hyaena brunea* durch *H. intermedia* vertreten. 1859 bemerkt P. Gervais in Zool. et Pal. françaises, pag. 241,

---

[1]) Lydekker, Quaternal Journal geol. Soc., Vol. XLII, pag. 364.

Lydekker, On the Occurence of the striped *Hyaena* in the Tertiary of the Val. d'Arno. Journal of the geol. Soc. 1890, pag. 62—65. — Die Abbildung eines Oberkieferreißzahnes der „*Hyaena striata*“ erinnert mich an *Hyaena robusta Weithofer*, von der ich zahlreiche Reste, dank dem Entgegenkommen des Herrn Dr. Stehlin in Basel mit *Hyaena arvernensis* und *Hyaena striata* näher vergleichen konnte.

[2]) E. R. Lankester, Contributions to a knowledge of the newer Tertiaries of Suffolk and their Fauna. Journal of the geol. Soc. 1870, pag. 493—514.

[3]) E. T. Newton, The vertebrata of the Pliocene Deposits of Britain, Pl. I, Fig. 9—10. Memoirs of the geol. Survey 1891.

[4]) De Christol et Bravard, Annales des Sciences naturelles, février 1828. Sie nennen die *Hyaene* von Lunel Viel (bei Montpellier) „hyène rayée fossile, ou l'hyène de Montpellier.“

Außerdem haben sie einen Zahn angezeigt, dessen Innentuberkel „hinter dem Talon, doch diesem dicht benachbart“, steht. Sie glauben daher, der Zahn könne sich wohl auf eine der *Hyaena brunea* ähnliche Art beziehen.

[5]) Croizet et Jobert, Recherches sur les ossements fossiles du Département Puy de Dôme. Abbildung von m_1 der Mandibel auf Tafel I, Fig. 7.

Fig. 6 stellt *Hyaena spelaea* dar vom selben Fundort.

[6]) M. de Serres, Dubrueil et Jeanjean, Ossements humatiles etc. (l. c.), Pl. IV, Fig. 3 u. 4.

bei *Hyaena prisca* (Caverne de Lunel Viel): „Cette espèce est fort peu differente de l'Hyène rayée (*H. vulgaris*) du Nord de l'Afrique et de l'Asie meridionale, si même elle en diffère.“ P. Gervais gibt in Zool. et Pal. génerales 1867—69, pag. 103, Kapitel 6, eine Liste der wichtigsten quartären Säugetierarten und bespricht darin auch die Hyänen von Lunel Viel. Die von Harlé[1]) auf Grund der Arbeiten von Marcel de Serres (l. c.), Gervais (l. c.) und Lartet[2]) aufgestellte Liste von Lunel Viel enthält die folgenden Spezies:

Rhinoceros Merckii, *Equus caballus*, *Sus priscus*, *Cervus elaphus*, *Cervus sp.*, *Bovide*, *Ovis sp.*, *Canis lupus*, *Canis cf. Neschersensis*, *Canis vulpes*, *Lutra vulgaris*, *Felis spelaea*, *Meles taxus*, *Felis pardus*, *Felis servaloides*, *Felis ferus*, *Ursus sp.*, *Hyaena prisca*, *Hyaena intermedia*, *Castor europaeus*, *Lepus? sp.*, *Cuniculus sp.*, *Arvicola? sp.*, *Myoxide*, *Aves*, *Testudo graeca*.

Die mit Lunel Viel in Vergleich gebrachte Fauna von Montsaunés umfaßt nach Harlé (loc. cit) die folgenden Arten: *Maccacus tolosanus Harlé*, *Ursus* (nicht *spelaeus*), *Meles taxus*, *Canis sp.* (wohl zu *C. Neschersensis* gehörig; „kleiner als der quartäre Wolf“), *Hyaena striata* (von großem Wuchs, Typus der gestreiften *Hyaena*), *Hyaena brunea* (von großem Wuchs), *Felis* (etwas größer als eine Hauskatze), *Lepus cuniculus*, *Hystrix cristata*, *Elephas* (nicht *primigenius*), *Rhinoceros Merckii*, *Equus* (nicht *Stenonis*), *Sus scrofa* (mit sehr starken Hauern = ? *Sus priscus de Serres*), *Cervus elaphus*, *Cervus sp.*, *Cervus* (von Rehgröße), großer *Bovide*, *Ovis?*, *Capra?*, *Cuon?*

Ein weiterer Fund von gestreifter *Hyaena* wird von Harlé[3]) aus dem Departement Hautes Pyrénées beschrieben, welche einige Unterschiede von der rezenten *Hyaena striata* aufweisen soll. Harlé bezeichnet diese Hyäne und diejenige von Montsaunés (l. c.) als Varietäten von *Hyaena striata*: „*var. pyrenaica*“. Die Hyäne vom „*Striata*“-Typus aus Lunel Viel, welche M. de Serres als *Hyaena prisca* bezeichnet, soll nach Gervais einen der *Hyaena striata* ähnlichen Molaren (des Oberkiefers) besitzen, worin gerade *Hyaena pyrenaica* abweicht. Später ist Boule[4]) geneigt, in der *Hyaena pyrenaica* nur die Varietät von *brunea* zu erblicken, welche M. de Serres als *Hyaena intermedia* beschrieben hat. Die begleitende Fauna von *Hyaena pyrenaica* von Es-Taliens umfaßt außerdem einen großen Boviden (ist nach Harlé in Südfrankreich fast ausschließlich Bison), *Cervus cf. elaphus* und einen kleinen Wiederkäuer. Von einem anderen Fundort Auresan bei Bagnères de Bigorre erwähnt Harlé[5]) den Damhirsch,

---

[1]) M. E. Harlé, Découvertes d'ossements d'Hyènes rayées dans la grotte de Montsaunés (Haute Garonne). Extrait du Bull. de la Soc. geol. de France. IIIième Série, Tome XXII. 1894: Comparaison avec divers gisements du Midi de France.

[2]) Lartet, Annales des Sciences nat., Zool., Vième Série, VIII, 1867, pag. 177.

[3]) M. E. Harlé, Restes d'Hyènes de la brèche d'Es-Taliens à Bagnères de Bigorre (Hautes Pyrénées). Extrait du Bulletin de la Soc. geol. de France, 3ième. série, Tome XXIII, pag. 44, 1895.

[4]) M. Boule, La caverne à ossements de Montmaurin (Haute Garonne). Extrait de l'Anthropologie, Tome XIII, 1902.

[5]) Harlé, Daim quaternaire de Bagnères de Bigorre (Hautes Pyrénées). Anthropologie, Juillet 1895.

von dem eine Mandibel gefunden wurde (Sammlung Fossard). Er stimmt nach der Erhaltung, welche ihrer physikalischen Beschaffenheit nach „alt" sein soll, mit Resten aus den mittleren Niveaus des Steinbruches überein. Die begleitende Fauna umfaßte: *Ursus sp. Equus*, einen großen Boviden, *Cervus elaphus*, *Cervus elaphus aff.*, *Capreolus*, *Cervus sp.* von vermittelnder Größe, *Canis lupus*. In dieser Fauna findet sich keine Art, die für ein kaltes Klima bezeichnend wäre, was keineswegs für andere Fundstellen in demselben Steinbruch zutrifft. Zum selben Faunentypus gehört die von M. Boule aus Montmaurin (Haute Garonne) beschriebene Tiergesellschaft. Boule nennt: *Rhinoceros Merckii*, *Equus caballus*, *Sus scrofa*, großer Bovide von schlankem Bau, *Cervus elaphus*, *Cervus capreolus*, *Canis lupus*, *Ursus sp.* (klein), *Hyaena brunea*, *Machairodus latidens*, *Castor sp.*

Eine noch nicht näherer untersuchte Fauna aus einer Höhle am Céou in der Dordogne enthält, wie mir Herr Dr. Stehlin in Basel mitzuteilen die Güte hatte, *Capra jemlaica* und *Ursus sp.*, der mir *Ursus arctos* zu sein scheint. *Capra jemlaica* ist, wie unten ausgeführt wird, eine sehr bezeichnende Form der Hundsheimer Fauna. Eine weitere Übereinstimmung zwischen den älteren Höhlenfaunen Südfrankreichs und Hundsheims ist das Vorkommen von *Canis cf. Neschersensis* in Lunel Viel [1]) und Montsaunés [2]). Harlé sagt über seine Faunen mit *Hyaena striata*: „Les gisements de Montsaunés, d'Estaliens, et de Lunel Viel appartiennent aux débuts du Quaternaire." Ich bin hierin etwas anderer Ansicht, da sich die Horizonte von St. Prest und der von Mosbach und Mauer zwischen Pliocän und diese Faunen einschieben. *Hyaena arvernensis*, die schon im Mittelpliocän von Perpignan (nach Dépéret) und im Oberpliocän der Auvergne auftritt, findet sich noch im Horizont von Mosbach und Mauer, während im älteren Mitteldiluvium der südfranzösischen Fundorte und Hundsheims (?) *Hyaena brunea*, die recente Spezies, auftritt, welche Boule (l. c.) für den Nachkommen von *H. arvernensis* hält. Ganz ebenso ist es mit den übrigen Raubtieren, die im älteren Mitteldiluvium (Hundsheim etc.) bereits diluvialen Habitus aufweisen (mit Ausnahme des *Machairodus*) während die Raubtiere des Forestbed [3]) und des alten Quartärs (Mosbach [4]) durchaus pliocänes Gepräge tragen. — Als ein weiterer Fundort von *Hyaena striata* wird von Gaudry et Boule [5]) die Höhe, von Furnischa in Péniche, Spanien, erwähnt. Die dort gefundene Hyäne soll sich von *Hyaena striata* nur durch einen kräftigeren Wuchs unterscheiden.

[1]) Vergl. W. v. Reichenau, l. c., pag. 198, 199.

[2]) M. E. Harlé, (l. c.): Der hier angeführte kleine Canide hat 24 *mm* Länge des unteren Reißzahnes, also ebensoviel wie *Canis Neschersensis*.

[3]) Ich stellte neuerdings im Forestbed fest: *Hyaena robusta Weithofer* (= *brevirostris Aymard*), *Canis etruscus Forsyth Major*, *Ursus arvernensis Croizet et Jobert*, *Ursus Deningeri* (W. v. Reichenau). Bereits bekannt: *Hyaena crocuta*, *Machairodus sp.*, daneben *Antilope sp.*, *Bos cf. etruscus*, *Castor nov sp. etc.*

[4]) v. Reichenau konstatierte für Mosbach außer *Hyaena arvernensis*, die ich wenig später in Mauer fand, *Canis Neschersensis*, *Meles taxus* (die auch in Montsaunés und Lunel Viel vorkommen), *Ursus Deningeri*, *Ursus arvernensis*, *Felis leo*, *Lynchus issiodorensis*.

[5]) Matériaux pour l'Histoire des temps quaternaires, Fasc. IV.

Schließlich kennt man die gestreifte Hyäne (mit *crocuta!*) auch aus Nordafrika fossil. Ich entnehme die Literaturzitate einer Zusammenstellung afrikanischer Faunen von E. Stromer v. Reichenbach (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1906 [1]).

Es wäre von großem Interesse, wenn festgestellt werden könnte ob die gestreifte Hyäne auch im Heppenloch vorkommt, einer Höhle mit durchaus einheitlicher Fauna, wie mir scheint. Sie stimmt in ihrem Gesamtcharakter mit der Fauna von Montsaunés, wo *Maccacus tolosanus Harlé* [2]) neben gestreifter Hyäne entdeckt wurde, überein. Die Arten vom Heppenloch sind, soweit ich das Stuttgarter Material im Naturalienkabinet gesehen habe, die folgenden: *Ursus arctos*, *Sus scrofa*, *Cervus elaphus*, *Cervus capreolus*, *Bison? priscus*, *Castor fiber*, *Arvicola sp.*, *Cricetus frumentarius*, *Felis spelaea*, *Felis cf. ferus*, *Canis cf. vulpes*, *Cuon alpinus* [3]), *Rhinoceros cf. Merckii*, *Inuus suevicus Hedinger* [4]), *Equus cf. Mosbachensis v. Reichenau.*

Hyaena sp. (= *? intermedia de Serres*). Ein proximales Ulnaende ist auf eine zweite Hyaenenart zu beziehen. Es schliesst sich dieser Knochen mehr den Formverhältnissen des entsprechenden Skelettteiles der gestreiften als der gefleckten Hyäne an. Durch seine Stärke weicht er merklich von der *Hyaena striata* ab und dürfte mit einiger Wahrscheinlichkeit auf die zweite Hyaenenart der südfranzösischen Höhlen, auf *Hyaena intermedia* zu beziehen sein.

V. Ruminantia.

R. Lydekker: Wild oxen, sheep and goats of all lands.

Bison priscus Bojanus. Der diluviale Wisent ist die häufigste große Tierform der Hundsheimer Höhle. Von ihm wie vom Rhinozeros wurde ein fast vollständiges Skelett in der „Pinge“ gefunden.

Das Bisonmaterial ist ein sehr reiches, und zwar lassen sich mehrere Individuen unterscheiden. Es sind dies einmal halbwüchsige Kälber, von denen eines eine fast vollständige Wirbelsäule hinterlassen hat. Besonders bemerkenswert sind sodann mehrere vollkommene Mandibeln erwachsener Tiere. Eine monographische Bearbeitung und ein Vergleich mit älteren Formen des Bisons aus dem Forestbed und den Mosbacher Sanden wäre im höchsten Grade lohnend. Auch von jungdiluvialen Bisonten ist ein reiches Material, so besonders in den rheinischen Museen, vorhanden.

Nirgends zeigte sich eine Spur von *Bos primigenius*, der auch keine Steppenform wie der Bison ist, sondern ein Bewohner feuchter Wälder.

Ovis cf. ammon L. Sehr zahlreich sind die Reste eines Argalis in der Hundsheimer Höhle. Mit Sicherheit konnten auf dieses große Wild-

---

[1]) Boule nach Pomel in l'Anthropologie, Paris 1899, T. X, pag. 563 ff., zum Teil auch Pallary in Bull. Soc. geol. France 1900, Ser. III, T. XXVIII, pag. 908, Stromer in Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1902, Bd. LIV, Briefe pag. 113, und Andrews in Geol. Mag. 1903, Vol. X, pag. 339.

[2]) Harlé, Compte rend. Soc. d'histoire naturelle, Toulouse 1891.

[3]) Nehring, N. Jahrb. für Min. 1890 II., pag. 34—52; pag. 35 Liste, auf die sich obige Angaben im wesentlichsten stützten.

[4]) Hedinger, N. Jahrb. für Min. 1891 I., pag. 169.

schaf Zentralasiens einige Oberkieferzähne bezogen werden, sowie ein fast vollständiger Unterkiefer, der an Größe dem eines starken *Ovis ammon* aus dem Thian-Shan-Material nicht nachsteht. Zum Vergleich hatte ich das reiche Ruminanten-Material der Münchener und Wiener zoologischen Sammlung. Den Herren Dr. Leisewitz und Dr. Lorenz v. Liburnau bin ich auch hier zu Dank verpflichtet, die mich mit ihrem reichen Wissen unterstützten. Es stellte sich heraus, daß Steinböcke, die den beiden genannten Herren durch eigene Studien besonders vertraut sind, nicht in der Hundsheimer Fauna vorkommen, daß hingegen das Argali und die obengenannten asiatischen Arten auftreten. Die Ziegen und Schafsreste wurden von den Cerviden getrennt, was mit Hilfe ganzer Skelette leicht gelang. Dann wurde das durch die stärksten Extremitäten vertretene Argali von den Ziegen getrennt[1]). Von fossilen Vertretern des Argalis mag *Ovis argaloides Nehring*[2]) dem Hundsheimer Wildschaf am nächsten stehen. In dieser Arbeit werden mancherlei anatomische Besonderheiten der Oviden angeführt, namentlich bezüglich des Radius. Auch der Humerus ist charakteristisch von Schafen und Ziegen einerseits und Cerviden andererseits. Die innere Rolle am distalen Gelenk ist viel dicker bei Cerviden als bei Schafen und Ziegen. Das Vorkommen von *Ovis argaloides* in der Certova dira, welche wir öfters als Fundort der arktischen Steppenfauna genannt haben, zeigt wieder die vollkommene Analogie mit der „warmen" Steppenfauna aus den Hundsheimer Höhlenzügen. Wieder handelt es sich wohl hier um nördliche und südliche Varietäten ein und derselben Spezies, welche in ähnlichen, doch wohl nicht ganz gleichen Arten heute die große innerasiatische Steppe einnehmen.

Leider sind von den wenigsten Fundorten von Schafen des Quartärs die begleitenden Arten bekannt, sodaß ungewiß bleibt, in welche der beiden Steppenzeiten die betreffenden Überreste zu stellen sind. Das Alter des diluvialen Wildschafes kennen wir, abgesehen von Hundsheim, nur in zwei anderen Fällen. Der eine ist der mährische Fund, dem Nehring (l. c.) einen etwas unsicheren aus Westeregeln angliedert (Tafel 15 bei Germar). Der andere ist der von Espalunges in den Pyrenäen. Dort wurde ein Wildschaf: „*Ovis magna*" in den untersten Schichten der Höhle mit *Ovibos*, *Equus*, *Cervus elaphus*, *Rangifer tarandus*, *Bos urus* (Bison) und *Ibex* gefunden. Ein sehr großes Wildschaf ist *Ovis antiqua* (Pommerol[3]) aus der

---

[1]) Beiträge zur vergleichenden Osteologie des Schafes und der Ziege, von Karl Büteler, Inauguraldissertation, Leipzig 1896; und Rütimeyer, Fauna der Pfahlbauten, pag. 124 u. ff.

[2]) A. Nehring, Über diluviale Reste von *Cuon*, *Ovis*, *Saiga*, *Ibex* und *Rupicapra* aus Mähren. Neues Jahrbuch für Min. etc., 1891, II. Bd.

[3]) Dr. F. Pommerol, Le Mouflon quaternaire. Ass. franç. pour l'avancement des sciences, 8ième session, Montpellier 1879, Pl. III, Fig. 1 et 2. Mir liegt hiervon eine Kopie des Schädels durch die Güte des Herrn Hofrat Toulas vor.

Dr. F. Pommerol, Recherches sur le Mouflon quaternaire (*ovis antiqua*). Association française pour l'avancement des sciences, Congrès d'Alger 1881. Hier ist ein Epistopheus, die Scapula, ein unterer Molar und ein weiblicher Schädel abgebildet, der in Pont de Château in einer 5 *m* tiefen Sandgrube am Allier, der Fundstelle des männlichen Schädels von *ovis magna*, entdeckt wurde.

Auvergne. Nehring vergleicht *Ovis antiqua* mit *Ovis Polii* aus Tibet. Leider ohne Abbildung ist die von Gervais aufgestellte Spezies *Ovis primaeva*. Sie ist auf einen Hornrest begründet, der von Saint-Julien d'Écosse, bei Alais, stammt. Dieselbe Höhle lieferte: *Hyaena spelaea*, *Canis* (vom Wuchs des Schakals), *Lagomys*, *Cervus elaphus*, *C. capreolus*, *Bos primigenius*, *Felis spelaea*. Gervais[1]) bezieht den Rest zuletzt auf einen jungen Steinbock („plutôt qu'à un mouton véritable malgré l'absence de cavités celluleuses qui le distingue").

Gervais erwähnt noch eine Anzahl von Funden fossiler Schafe, die vielleicht hier von Interesse sind, weshalb ich ihn wörtlich zitiere: „Man gibt fossile Reste des Schafes an aus den Höhlen von Poudres (Gard), von Cannes (Aude) und von Villefranche (östliche Pyrenäen), ebenso aus den Breccien von Cette und aus dem Diluvium der Limagne, von Coudes, Neschers, Châtelperron; aber wir haben sie nicht in natura gesehen. Es gibt solche auch in der Höhle von Lunel Viel (Hérault) und unsere Fakultät bewahrt davon einen *Metatarsus* auf, der schon unter dem Namen *Ovis tragelaphus* von M. de Serres, Dubrueil und Jeanjean (pag. 94, Taf. XV, Fig. 15) beschrieben und abgebildet wurde. Wir haben im selben Institut einen Vorderarm vom Schaf, welcher einer Höhle aus der Nachbarschaft von Montpellier oder von Nîmes entstammt, dessen genauen Fundort wir jedoch nicht kennen. Diese Höhle hat wie jene von Lunel Viel Rhinozerosknochen geliefert. M. Pomel gibt *Ovis primaeva* aus der Höhle von Châtelperron und aus den Breccien von Cudes (Puy de Dôme) an.

Auf lebende Spezies werden *Ovis nivicola foss.*[2]) und *Ovis montana foss.*[3]) bezogen (ex Trouessart. Catalogus Mammalium).

Eine genauere Literaturzusammenstellung fossiler Schafe hat Fr. Toula geliefert[4]).

Die zahlreichen prähistorischen Funde kommen hier nicht in Betracht.

Capra aegagrus Gmelin. Die Bezoarziege ist durch ein Schädeldach mit den beiden Hornzapfen vertreten. Das Cranium gehörte einem Weibchen an, wie die kleinen Hörner beweisen. Der Erhaltungszustand des Fossils ist derselbe wie bei den anderen Tieren der „*Pygargus*"-Fauna. Die Skelettreste habe ich nicht von denen einer zweiten Ziegenart: *Capra jemlaica* zu trennen vermocht, was ein weitgehendes Eindringen in den anatomischen Bau beider Tiere verlangen würde. Eine Reihe von isolierten Zähnen dürfte auf *Capra aegagrus* zu beziehen sein, darunter auch ein schönes Milchgebiß.

Capra aegagrus wird von W. v. Reichenau[5]) aus Mosbach

---

[1]) P. Gervais, Zool. et Pal. françaises, 1ère edition, T. I, pag. 76 und pag. 138 der zweiten Ausgabe. Zool. et. Pal. générales, I, pag. 69.

[2]) Tsherski, Mém. Acad. St. Petersb. XL, 1892. Von den neusibirischen Inseln mit *Tigris*, *Saiga*, *Bison* etc. Im ersten Bande auf pag 14 und 18 werden Funde von Resten der *Argali* in Sibirien erwähnt.

[3]) Brandt-Woldřich, Mém. Acad. St. Petersb. 1887, pag. 111.

[4]) F. Toula, Über den Rest eines männlichen Schafschädels (*Ovis Mannhardi n. f.*) aus der Gegend von Eggenburg in Niederösterreich. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1903, Bd. 53, Heft 1.

[5]) W. v. Reichenau, Notizen aus dem Museum zu Mainz, N. J. 1900, II, pag. 52. — Es handelt sich um einen einzigen Hornzapfen von einem Weibchen,

angeführt. Die Bestimmung bezieht sich auf einen „kleinen, flach und scharf zugespitzten Zapfen". Auch Schröder gibt in seiner letzten Liste der Mosbacher Fauna „*Capra*" an[1]). In der Sammlung des geologischen Instituts in Halle a. S. wird ein linkes Horn eines weiblichen Wildschafes (A. 4413) aufbewahrt, das laut Etikett von Mosbach stammt. (Zusammen mit einigen anderen typischen Stücken jenes Fundortes.) Ich untersuchte den Rest im zoologischen Museum in Berlin und fand ihn einem weiblichen *Ovis Arkal* aus Transkaspien äußerst ähnlich, wenn schon nicht ganz gleich. „*Capra*" wird aus der Certova dira in Mähren neben *Capra ibex*, *Capella rupicapra* und *Ovis argaloides* genannt. *Capra aegagrus* hat vielleicht auch in Frankreich gelebt. M. de Serres erwähnt sie von Bize[2]). P. Gervais[3]) spricht von einer Ziege aus der Caverne de la roque, welche er als *Capra ? primaeva* bezeichnet. Sie sei eine Ziege kleiner als Steinbock. So dürftig diese Reste auch sind, so zeigen sie doch, daß im Diluvium wirkliche Ziegen vorkommen, die zu *Capra aegagrus* die nächste Verwandtschaft besitzen.

Capra aegagrus bewohnt nach Trouessart (Catalogus Mammalium) Südosteuropa und Westasien, Tartarei und Persien, Kaukasus, Kreta, Kleinasien und den Taurus. Nicht zu verwechseln mit dieser Art ist die gewaltige *Capra Rozeti Pomel*[4]), welche in ihrer Größe sich *Ovis antiqua Pommerol* nähert und eine eingehende Beweisführung ihrer Artverschiedenheit von *Ovis antiqua* erfordert. Sie stammt aus pleistocänem Tuff von Malbattu bei Issoire in der Auvergne. Soweit mir bekannt, sind nur die Molaren m_1—m_3 vorhanden, welche ohnedies von den entsprechenden Zähnen des Schafes kaum unterscheidbar sind.

Wenn, wie ich vermute, *Capra Rozeti* zu streichen ist, so bleibt nur noch eine Wildziege, die Steinböcke ausgeschlossen, für das mitteleuropäische Diluvium zu nennen übrig:

Capra jemlaica (*Hemitragus jemlaicus H. Schmidt*). Der „*Thar*", welcher die zerklüfteten, schwach bewaldeten Gebirge von Nepal, die Nilgerrhis und Südarabien bewohnt, ist eine der interessantesten Tierformen Hundsheims. Herr Professor Matschie hat zuerst diese Art festgestellt mit der Bezeichnung *Capra cf. jemlaica* und F. Toula nahm diese Bestimmung in seine kurze Liste auf. Das Stück, auf das sich diese Benennung bezog, befand sich zur Zeit meiner Untersuchung unter den übrigen Resten von Ziegen und Schafen und wurde auch von mir als *Capra jemlaica* erkannt. Zum Vergleich hatte ich einen *Thar*-Schädel, den mir Herr Dr. Leisewitz in München zur Verfügung stellte. Andere Stücke sah ich später in der Landwirtschaftlichen Hochschule in Halle a. S. und in den Berliner Sammlungen.

Aus Hundsheim liegen zwei Hornkerne eines Weibchens und eine halbe Mandibel von dieser Ziege vor, die in Größe und allen

---

[1]) Schröder, Die Wirbeltierfauna des Mosbacher Sandes, I. Teil, Gattung *Rhinozeros*, Einleitung pag. 3. Abh. d. kgl. preuß. geol. Landesanst. XVIII, 1903.

[2]) M. de Serres, Cavernes á ossements du département de l'Aude.

[3]) P. Gervais, Zool. et Pal. générales, Chap. VI, pag. 51—52 u. pag. 100 (Liste).

[4]) Pomel, Comptes- rend. hebd. Acad. sc. de Paris, T. XIX, pag. 224, 1844, und Catalogue des Vertébrés fossiles 1853, pag. 113.

Einzelheiten der Zahnstruktur dem „*Thar*" gleichkommen. Die Reste haben bräunliche Flecken auf einer sonst hellen Oberfläche und gehören vielleicht einem einzigen Individuum an. Die naturhistorische Abteilung des Baseler Museums besitzt ein Cranium von *Capra jemlaica* vom Mont Céou in Südfrankreich, das mir Herr Dr. Stehlin zu zeigen die Güte hatte.

Bisher wurde *Capra jemlaica* noch nicht aus dem Diluvium angeführt, obwohl die Art auch in der jüngeren Höhlenfauna des dritten Interglazials nicht zu fehlen scheint. Von seiten des Herrn Dr. Schlosser in München dürfen wir der Beschreibung einer ähnlichen Form aus dem Unterinntal entgegensehen.

Cervus elaphus L. Ein stattlicher Hirsch, dessen Zähne jedoch keineswegs die von *Cervus canadensis* oder dem recenten Maralhirsch erreichbare Größe erlangen, scheinen auf unseren Edelhirsch bezogen werden zu dürfen. Die Zähne haben dasselbe Aussehen wie die Reste der „*Pygargus*"-*Fauna.* Auch fanden sich zwei Stirnbeinbruchstücke mit sehr langen Rosenstöcken, die für Edelhirsche etwas auffallend sind, zumal da sie einem alten Tier angehören. Die Rose ist stark geperlt und kurz über den Perlen abgebrochen, so daß man nicht entscheiden kann, ob der Augsproß an der Basis des Hornes oder wie bei den Sika- und Axishirschen mehrere Finger breit darüber ansetzte. Diese Stirnbeinfragmente ähneln in der Erhaltung dem Humerus von *Canis lupus.*

Capreolus caprea Gray. Das europäische Reh konnte durch einen Mandibelast sowie durch einige isolierte Maxillenzähne nachgewiesen werden. Die Reste zeigen den schwärzlichen Erhaltungszustand, den wir auch an den Knochen der großen Bärenrasse beobachtet haben; sie stammen vermutlich aus derselben Fundschicht wie diese. Bruchstücke eines Rehgeweihs von weißlichem Aussehen und starker Imprägnierung mit Kalkspat sind dem Oberarm des Wolfes und den beiden Rosenstöcken des Hirsches recht ähnlich. Ich halte sie für älter als die Überreste der „*Pygargus*"-Fauna und für gleichaltrig mit dem in „Lößkindel"-Masse eingebackenen oberen Reißzahn von *Machairodus*, dem noch Gerölle aus dem Belvedere-Schotter anhafteten.

Capreolus cf. tianshanicus Satunin. R. A. Satunin: Ein neues Reh vom Thian-Shan, Zool. Anzeiger, XXX. Bd., Nr. 17/18. Diese oder eine ähnliche Art ist viel häufiger als das europäische Reh in Hundsheim vertreten. Sie lebte auch nicht mit dem gewöhnlichen Reh zusammen, sondern gehört in die Tiergesellschaft, welche mit dem Vordringen der südwestasiatischen Steppe nach dem europäischen Westen wanderte.

Hier ist vor allem ein gut erhaltenes weibliches Cranium zu nennen und einige Zahnreihen, die an Größe denen der stärksten asiatischen Rehe aus dem Thian-Shan nicht nachstehen. Auch einige Beinknochen sind auf dieses starke Reh zu beziehen. Ein Reh von den Dimensionen des *C. pygargus* wurde von Mieg und Stehlin[1]) beschrieben, gehört aber nicht mehr dem Diluvium an. Herr Dr. Stehlin hatte die Güte, uns die Materialien seiner Arbeit im Baseler Museum zu zeigen.

---

[1]) Sur l'age de la Station prehistorique d'Istein, Bulletin de Nancy.

Sus scrofa L. Das Wildschwein ist ein seltener Bestandteil der Hundsheimer Fauna. Es hat echt fossile Reste hinterlassen vom gewöhnlichen, hellen Erhaltungszustand. Es handelt sich also nicht um zufälliges Hineingeraten vom zahmen oder wilden Schwein in die quartäre Tiergesellschaft. An einem der Stücke haftete die Höhlenbreccie. Es sind vom Schwein einige Inzisiven, Molaren und zwei Mandibelfragmente vorhanden. Man muß annehmen, daß die spärlichen Reste dieses im Diluvium nicht sehr häufigen Tieres durch Raubtiere ihren Weg in die Höhle fanden, vielleicht aus den entfernten Donausümpfen. Denn das Wildschwein ist kein eigentliches Steppentier, obschon es in trockenen Gegenden vorzüglich gedeiht. Zu seinem Fortkommen scheinen Verhältnisse, wie sie in dem von Hundsheim in südöstlicher Richtung gelegenen Bakonywald herrschen, besonders geeignet zu sein. Eichenwälder wechseln mit offenen Flächen ab. Die atmosphärischen Niederschläge sind relativ gering. Über die Bedeutung des Schweines für die Beurteilung eines Klimas hat Stehlin[1]) geschrieben, sich auf Brehms und Middendorfs Beobachtungen über Kälteempfindlichkeit der Schweine stützend.

Rhinoceros Hundsheimensis Toula. Über das Hundsheimer Rhinozeros hat Toula (l. c.) ausführlich berichtet, so daß ich mich darauf beschränken kann, einiges über die Beziehung dieser Form zu anderen Rhinozeroten desselben Horizonts zu sagen. In den gleichalterigen Höhlen Südfrankreichs wird das dort auftretende Rhinozeros als *Rh. Mercki* bestimmt. Inzwischen hat F. Toula im Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1907, Bd. 57, 3. Heft, über „*Rhinoceros Mercki* in Österreich“ geschrieben. Die Belegstücke zu dieser Studie stammen von Heiligenstadt, beziehungsweise von der Fischa. Die ersteren Reste hatte schon vor vielen Jahren E. Koken in der Sammlung der k. k. Reichsanstalt in Wien als zu *Rh. Mercki* gehörig erkannt, ohne daß dieser Forscher über das interessante Lößfossil etwas publiziert hat. F. Karrer veröffentlichte im Jahre 1899 die erste Bestimmung der Reste in diesem Jahrbuch. Darauf erwähnte ich, von Kokens und Karrers Bestimmungen unabhängig, die Reste im Zentralblatt für Min. 1906, Nr. 22 auf pag. 683 in Fußnote 1 als *Rh. Merckii* neben *Elephas Trogontheri*, der vom gleichen Fundort stammend sich unter Herrn Hofrat Toulas quartären Säugetiermaterialien in der technischen Hochschule befand, die er mir seinerzeit in vollem Umfange zur Untersuchung überließ. Toula bestimmt die gleichen Reste ein Jahr später als *Rhinoceros Mercki Jäger var. Vindobonensis n. var.* Die Ähnlichkeit aus den Resten des *Rhinoceros Hundsheimensis Toula* scheint mir auffallend stark, ohne daß ich weitere Vergleiche geführt hätte als dies durch Nebeneinanderhalten der Abbildungen möglich ist. Ich werde dadurch in meiner Ansicht noch mehr bestärkt, daß wir in *Rhinoceros Hundsheimensis* eine Lokalrasse des westdeutschen und mitteldeutschen *Rhinoceros Mercki* zu erblicken haben. Bei dem anderen von Toula abgebildeten Rest von der Fischa dürfte es sich wohl nicht um *Rh. Mercki*, sondern um *Rh. tichorhinus* handeln.

---

[1]) Stehlin, Das Suidengebiß, pag. 466, Anm., und pag. 472—474. Vergl. auch: V. Middendorf, Die Tierwelt Sibiriens, 1867—74, Bd. IV, Teil 2.

Die dem Hundsheimer Rhinozeros am nächsten stehenden Formen beobachtete ich im britischen Museum in London. Als ihr Fundort ist vor allem Clacton zu nennen. „Rhinozeros von Hundsheim, viertes Indiv.“ in Toulas zweiter Veröffentlichung schließt sich eng an das Rhinozeros von Clacton an. Es sind dies aber nichts als Unterarten des polymorphen *Rhinoceros Mercki*. Ich hoffe einmal die Variabilität des *Rh. Mercki* und seiner Rassen beschreiben zu können. Dann wird auch das Hundsheimer Rhinozeros als *Rh. Mercki var. Hundsheimensis* als eine interessante Lokalrasse oder bestenfalls als eine Subspezies von *Rhinoceros Mercki* zu betrachten sein.

Was die Beziehung von *Rhinoceros Hundsheimensis Toula* zu *Rhinoceros etruscus Falconer* betrifft, so halte ich einen genetischen Zusammenhang für wahrscheinlich. Als verwandte Form hatte F. Toula das dem *Rh. etruscus* ähnliche Rhinozeros von Mauer [1]) kennen gelernt, welches nahe Beziehungen zu *Rhinoceros Hundsheimensis* aufweisen soll.

Elephas sp. Von einem Elefanten, der nach der begleitenden Fauna nur *Elephas antiquus* oder *E. Trogontheri Pohlig* sein kann, fand ich in Hundsheim einen Calcaneus.

Sehr auffällig ist, wie schon Toula betont, das vollständige Fehlen der Equiden.

Schluß.

Wir haben die Hundsheimer Diluvialfauna bei der Besprechung einzelner Tierarten mit den älteren Faunen der Forestbeds und der Mosbacher Stufe und mit den gleichaltrigen Höhlenfaunen in Süddeutschland und in Südfrankreich in Vergleich gebracht und es erübrigt noch, sie mit der Fauna des dritten Interglazials zu vergleichen, als deren klassisches Beispiel ich nach M. Blanckenhorns Vorgang die Taubacher Fauna ansehe. Es ist mir hier nicht möglich, eine ausführliche Diskussion der Lagerungsverhältnisse Taubachs, seiner Fauna und Flora zu geben. Diese Fragen dürften von den Herren Wüst und Hahne eine ausführliche Darlegung erfahren. Nur so viel will ich hier anführen, als nötig ist, um die Taubacher Wirbeltierfauna in Vergleich mit Hundsheim bringen zu können. Ich halte mich hier wesentlich an das Travertinprofil von Ehringsdorf, das ich unter Führung von Herrn Dr. E. Wüst, meinem verehrten Freunde, zu studieren Gelegenheit hatte. Die Basis bilden Ilmschotter mit nordischem Material und Konchylien kalter Klimate. Der Travertin beginnt unter gleichem klimatischen Verhältnis; er birgt an der Sohle die Reste von *Elephas primigenius* und *Rhinoceros tichorchinus*. Nach oben folgt die „warme“ Interglazialfauna mit *Elephas antiquus* und *Rhinoceros Mercki*. Es ist eine warme Waldphase, die hier ihre Spuren in Flora und Fauna hinterlassen hat. Nun schnitt sich die Ilm, als

[1]) Die von hier stammenden, bei Toula abgebildeten Zähne sind versehentlich als in meinem Besitz befindlich angegeben. Sie gehören dem Karlsruher Museum und waren Dank der Güte des Herrn Prof. Dr. Schwarzmann mir zur Untersuchung überlassen worden.

deren Auenbildung die Travertine anzusehen sind, tiefer ein, so daß die Oberfläche der alten Ilmwiesen und Brüche zum trockenen Ilmgehänge wurden. Hier konnte sich der jetzt niederfallende Löß ablagern, den wir im sogenannten „Pariser“ = poröser Stein, einem später etwas veränderten Steppenstaub, vor uns haben. Die Ilm scheint inzwischen wieder ihren Spiegel durch Aufschüttung erhöht zu haben. Denn es liegt ein wenig mächtiger Ilmschotter über dem „Pariser“ an der Basis der oberen Travertine, eigentlich diesen schon eingeschaltet. Der obere Travertin, der als zweite Auenbildung jetzt folgt, ist weit weniger rein als der untere, der als „Marmor“ für die chemische Industrie Verwendung findet. Dies rührt von Beimischung von Lößmaterial. Entweder hat also die Lößbildung ihren Fortgang genommen oder es wehte von den trockenen Hängen Lößstaub in die Ilmau hinüber, was in beiden Fällen ziemliche Trockenheit wenigstens zu manchen Jahreszeiten voraussetzt. Der obere Travertin führt nun unten wieder *Rhinoceros tichorhinus.* Mammut ist noch nicht gefunden. Doch stammt ein Mammutzahn aus einer mit Löß erfüllten Spalte im oberen Travertin.

Die folgenden Wirbeltierarten wurden in den Travertinen von Weimar—Taubach gefunden, wobei ich mich zumeist auf Pohlig (Säuger), auf Woltersdorf (Kröten und Frösche), auf Mitteilungen von Herrn Bauinspektor Rebling in Weimar (Vögel) und auf eigene Bestimmungen der Materialien in Halle, Weimar und München stütze. Es liegen vor: *Rana temporaria*, *Bufo vulgaris*, *Plocyceps fluviatilis*, *Cygnus olor*, *Anser cinereus* (?), *Anas sp.*, *Mergus merganser*, *Sorex sp.*, *Vespertilio sp.*, *Castor fiber*, *Arvicola amphibius*, *Arvicola sp.*, *Spermophilus sp.*, *Myoxus glis*, *Mus sylvaticus*, *Cricetus frumentarius*, *Mustela martes*, *Lutra vulgaris*, *Meles taxus*, *Canis lupus*, *Hyaena spelaea*, *Felis spelaea*, *Felis pardus*, *Ursus arctos*, *Ursus spelaeus*, *Bison priscus*, *Bos primigenius*, *Cervus elaphus*, *Cervus tarandus*, *Cervus capreolus*, *Cervus euryceros*, *Sus scrofa*, *Rhinoceros Merckii*, *Rhinoceros tichorhinus*, *Elephas antiquus*, *Elephas primigenius*, *Equus cf. mosbachensis*, *Equus germanicus*, *Equus cf. hemionus*, *Homo primigenius.*

Das Fehlen nordischer Formen in Hundsheim in allen Lagen der Höhle, ferner das Fehlen von Pferden und des Menschen, die im letzten (nach Penck III.) Interglazial so häufige Reste hinterlassen haben, ferner das Auftreten des *Machairodus* in Hundsheim ist ein so gewichtiger Unterschied gegenüber Taubach, daß eine auch nur ungefähre Gleichaltrigkeit beider Faunen ausgeschlossen erscheint.

Die Hundsheimer Diluvialfauna kann nur dem zweiten Interglazial im Sinne Pencks angehören.

Ich verhehle mir indess nicht, daß eine nähere Kenntnis der ungarischen Diluvialfaunen diese Altersbestimmung modifizieren könnte, da möglicherweise in Ungarn noch während der vorletzten Eiszeit Tiere eines warmen Klimas gediehen sind, so daß die Hundsheimer Fauna vielleicht auch in dem ersten Stadium der Rißeiszeit in Niederösterreich gelebt hat. In ihrer Hauptsache dürfte sie jedoch in ältere Zeit zurückreichen.

Die Kreidebildungen der Kainach.

Von Dr. Walter Schmidt.

Mit drei Tafeln (Nr. IV [I]—VI [III]) und 8 geologischen Durchschnitten im Text.

—

Einleitung.

Die Kreidescholle, die im W von Graz, nördlich von Voitsberg auf dem Paläozoikum liegt, ist bis jetzt ein noch ziemlich unbekanntes Gebiet. An Publikationen, welche sie angehen, sind erschienen:

1831. Sedgwick und Murchison, A sketch of the structure of Eastern Alps. Tr. G. S. 2. Ser. III. vol. London.

1843. Unger, Geogn. Skizze der Umgebung von Grätz, pag. 76. Grätz.

1843. Morlot, Erl. zur geol. Übersichtskarte der nordöstl. Alpen, pag. 113. Wien.

1848. — Erl. zur geol. bearbeiteten Quartiermeisterstabsspezialkarte von Steiermark und Illyrien, pag. 19. Wien.

1850. — Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1850, pag. 111.

1854. Rolle, Jahrb. d. geol.-mont. Ver. für Steiermark. 1854. pag. 23.

1854. — Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1854. pag. 885.

1856. — Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1856. pag. 221.

1866. v. Hauer, Neue Cephalpoden aus den Gosauschichten der Alpen. Sitzungsb. d. Akad. d. W. mat.-nat. Cl. 1866. I. Abt. III.

1871. Stur, Geologie der Steiermark. pag. 501.

1902. Hilber, Foss. der Kainacher Gosau. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 277.

In jüngster Zeit erschienen noch von Dr. Heritsch „Studien über das Paläozoikum von Graz." Mitt. d. nat. Ver. f. Steiermark 1905, pag. 170, welche auch manche für die Tektonik der Kainach bemerkenswerte Tatsachen enthalten.

Der Verfasser war in der Lage, während zweier Sommer diese Gegend zu studieren.

Die Gosauscholle hat einen fast quadratischen Umriß. Die Grenzen werden angegeben durch die Punkte: Piber, Graden, Schober im Licht, Gallmannsegg, Geisttal N, St. Ponkrazen, Södingberg, Stallhofen, Hoch-Tregist. An diesem Hauptbecken hängt im SO ein zweites kleines, bei St. Bartholomä. Die Art der Grenzen wird im tektonischen Teil besprochen. Sie werden gebildet im W und N durch ein schmales Band von Schöckelkalk, in der Landschaft meist dunkle Fichtenwälder, aus denen helle Kalkklippen emporragen. Hinter ihnen erheben sich sanft gerundet die krystallinen Schiefer der Stub- nnd Gleinalpe,

durch welche oft Mauern gleich die Marmorbänder des Kalkglimmerschiefers ziehen.

Im Osten grenzt die Kreide an die Masse des Paläozoikums an, hier treten auch jüngere Schichten, Devon, an sie heran.

Im S ist das Becken offen, dort liegt das niedere Hügelland des kohlenführenden Tertiärs von Voitsberg und Köflach, aus dem steile Klippen von Silur, der heilige Berg etc., emporragen.

Die Kainach bildet ein Hügelland von 1000 *m* Maximalhöhe (Talsohle bei Kainach 542 *m*). Der Verwitterungsboden ist sehr fruchtbar, deshalb bedecken Äcker den größten Teil der Oberfläche. Infolgedessen sind die Aufschlüsse oft recht mangelhaft.

Das Gebiet ist von drei breiten Tälern durchzogen, Gradenbach, Kainach und Söding. Interessant ist die weitgehende Asymmetrie der Täler, besonders im Miocän. (Vergl. Hilber, Pet. Mitt. 1886, pag. 171.)

Andere morphologisch bemerkenswerte Erscheinungen sind die jungtertiären Schotterterrassen, manche sehr hoch, zum Beispiel die von Hoch-Tregist in 750—800 *m* Höhe, von großen kristallinen Blöcken bedeckt. Es zeigen auch die anderen Berge des Südteiles einen ausgesprochenen Plateaucharakter, so daß der Aufstellung großer jungtertiärer Schotterebenen kaum große Schwierigkeiten entgegenstehen würden.

Interessant sind ferner die Spuren eines alten Flußtales, die man von Hemmerberg (gelbe Tone), 650 *m*, durch die auffallende Einsenkung des Bockloches, 620 *m* (fluv. Schotter), quer über die heutigen Rücken verfolgen kann. Die Fortsetzung dürfte wahrscheinlich über die Schotter des Wolfschusters, etwa 600 *m* gegen Gratwein hinaus, zu suchen sein.

Stratigraphie.

Stratigraphisch trennt sich die Kreide der Kainach in zwei Teile, das große Becken selbst und das Anhängsel bei Bartholomä. Die Schichtfolge im ersteren ist sehr einförmig. Es ist erfüllt von einer großen Mächtigkeit klastischen Gesteins, das eine Trennung in lithologisch verschiedene Horizonte nicht zuläßt. Wohl aber kann man konstatieren, daß gegen die Mitte zu eine allmähliche Verfeinerung des Sediments eintritt. In unzähligen Wiederholungen findet man den für transgredierende Ablagerungen charakteristischen Wechsel von Konglomeraten, Sandsteinen, Schiefern.

Am Rande herrschen Konglomerate weitaus vor. Sie bestehen hart an der Grenze zum größten Teile aus den Kalken und Dolomiten des Paläozoikums, oft in sehr großen Blöcken, in geringer Entfernung davon treten sie schon zurück und es dominieren in auffallender Weise Grüngesteine in etwa faustgroßen, wohlgerundeten Geröllen.

Hauptsächlich sind es die wohlkristallinen Amphibolite der Stub- und Texenbachalpe, aber auch dichte Grünsteine, wie sie an der Basis des Silurs auftreten. (Im Gradengraben, eine Viertelstunde nördlich

vom Krenhof, steht dasselbe Gestein an und führt dort neben kleinen Quarzschmitzen wohlgerundete Kieselgerölle.) In ziemlich großer Menge kommt im Konglomerat auch der stark kristalline Marmor des Kalkglimmerschiefers vor, der durch das grobe Korn leicht von den feinen Marmoren und Bänderkalken des Silurs zu trennen ist.

Was besonders auffällt, ist die Seltenheit der anderen kristallinen Schiefer, Kalkglimmerschiefer etc., die einen großen Teil der unmittelbaren archäischen Nachbarschaft ausmachen. Doch klärt einen darüber ein Blick auf die Zusammensetzung des rezenten Bachgerölles, zum Beispiel des Oswaldbaches auf. Man findet hier dieselbe Gesteinsvergesellschaftung, nur daß die Marmore weit stärker vertreten sind, vielleicht weil sie jetzt tiefer aufgeschlossen sind. Auch hier von kristallinen Schiefern kaum eine Spur. Es bilden eben diese Gesteine bei der Verwitterung keine Blöcke, sondern zerfallen in kleine Splitter und werden im Bach sofort zu feinem Staub zermahlen.

Die Sandsteine und Schiefer dieser Zone sind sehr kalk- und glimmerreich, in manchen Lagen voll von Pflanzenhäksel. Von anderen Fossilien finden sich nur Actäonellen. *A. gigantea*, *A. laevis* etc.

Gegen die Mitte zu tritt das Konglomerat zurück, die Rollstücke überschreiten selten den Durchmesser von 1 *cm*. Hier finden sich oft Geschiebe eines schwarzen Kieselschiefers, der wohl Zwischenlager in den kristallinen Schiefern bildete, dessen Anstehendes aber nicht sicher bekannt ist. Er bildet auch einen großen Teil des jungtertiären Schotters.

Das mächtigste Schichtglied sind hier die Sandsteine; Bänke bis zu 2 *m* Dicke eines scharfen, gleichmäßigen Sediments, von wenig Sprüngen durchsetzt. Dieses Material bot in Hemmerberg Anlaß zu einer ziemlich bedeutenden Schleifsteinindustrie. Zwischen den Sandsteinen liegen schwarze, harte Tonschiefer, gleichwie die Sandsteine ohne jeden Kalkgehalt. Auch hier zeigen die Sedimente deutliche Anzeichen von Landnähe. Viele Pflanzenreste, vermorschtes Holz, wahrscheinlich Treibholz, Wellenschlagspuren, Hieroglyphen. Tierreste sind ziemlich häufig, besonders der Forst Piber N und Hemmerberg haben eine Menge geliefert.

Hemmerberg:

Placenticeras syrtale var. Milleri
Pachydiscus neubergicus
Scaphites aquisgranensis
„ *Arnaudi*
„ *hippocrepis*
Baculites cf. anceps
Tapes cf. Rochebruni
Lucina subnumismalis
Inoceramus Cripsii.

Forst Piber N:

Scaphites hippocrepis
„ *auritus*
„ *aquisgranensis*

Baculites incurvatus
„ *cf. anceps*
Hemiaster Regulsanus
Tapes cf. Rochebruni
Cardium Ottoi
Lucina subnumismalis.

Diese Schichten vertreten also die Horizonte vom Coniacien bis ins Santonien. Interessant ist das Auftreten von Zwergformen von Scaphiten, vollkommen ausgewachsene Tiere von 0·5—0·7 *cm* Durchmesser.

Eine eigenartige Fazies der besprochenen Serie findet man am Ost- und Westrand der Mulde an Stellen, die vor der Brandung geschützt waren. Dort liegt ein braun-schwarzer stark bituminöser Kalk mit viel Kohlenschmitzen, Unmengen von Süßwassermollusken: *Cyclas gregaria*, *Hydrobia* etc. Er ist dem Süßwasserkalk der anderen Gosaubecken sehr ähnlich, bildet aber nicht, wie man für diese annimmt, einen stratigraphischen Horizont, sondern geht durch Auskeilen und Wechsellagerung in die Sandsteine des Beckens über.

Ein solches Vorkommen liegt im O von Geisttal. Dort ragen aus der Kreide zwei Klippen von Schöckelkalken auf. In dem Winkel zwischen diesen und der Grenze des Beckens liegt nun sehr mächtig Süßwasserkalk mit Kohlen in muldenförmiger Lagerung. In den fünfziger Jahren wurde ein $^1/_2$ *m* mächtiges Flöz nach Angabe 70 Klafter tief verfolgt. Gegen den Knoblacher nach SO kann man das Auskeilen des Süßwasserkalkes in horizontalen Schichten verfolgen. Einen ähnlichen Übergang findet man auch in dem tiefen Graben Ponkrazen W. Auf der Strecke Abraham—Ponkrazen läßt sich die oftmalige Einschaltung von Süßwasserkalk zwischen die Sandsteine beobachten.

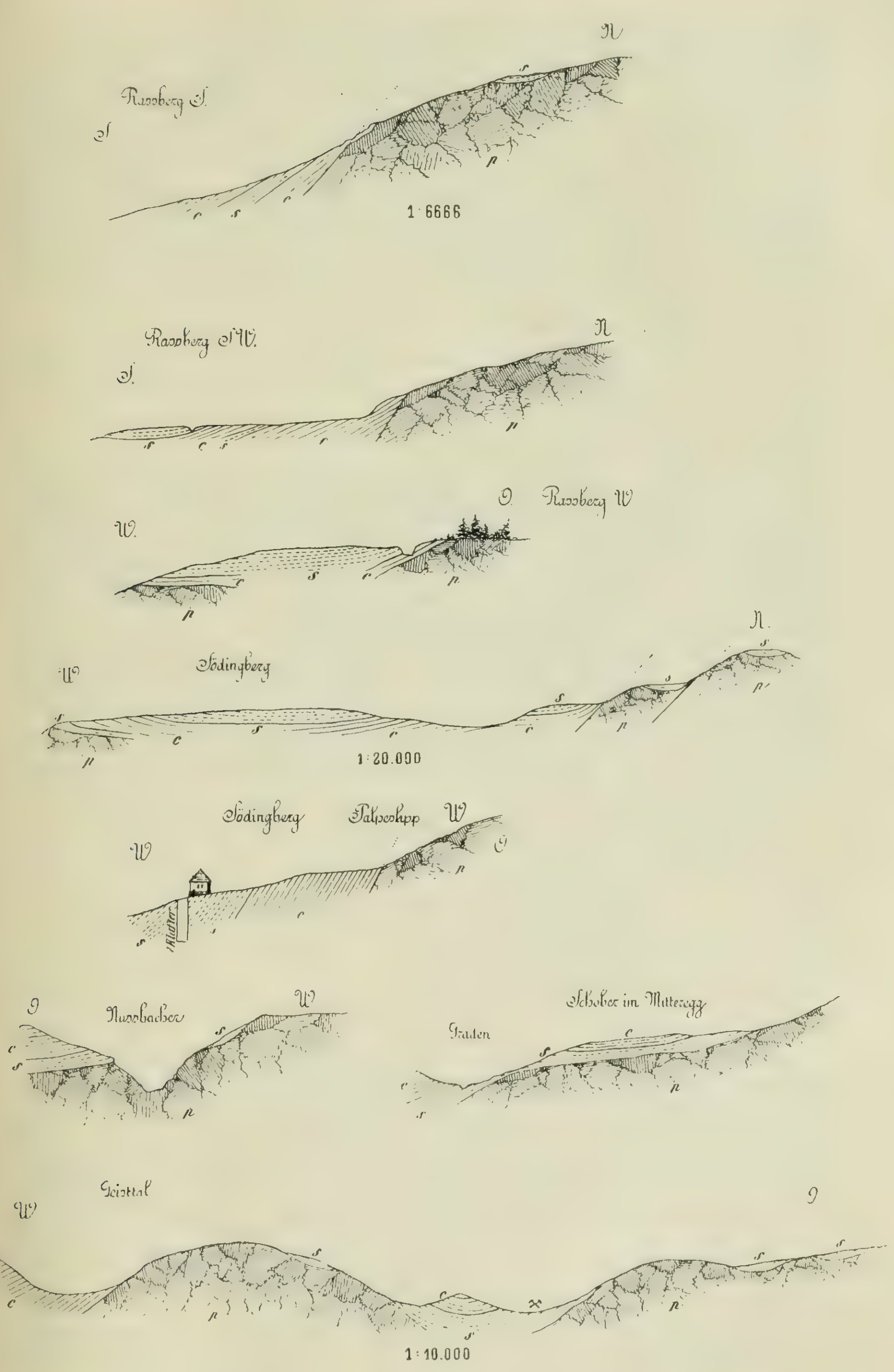
Im ganzen Gebiete von Södingberg und Raßberg liegt unter dem Süßwasserkalk überall eine Lage des Sandsteines von wechselnder Mächtigkeit. Andere Vorkommen von Süßwasserkalk sind beim Nußbacher, Piber NW, und beim Schober im Mitteregg, Piber NW.

Die Mächtigkeit des Süßwasserkalkes ist schwer zu bestimmen. Ein Brunnen in Södingberg von sieben Klafter Tiefe ist ganz in ihm angelegt.

Zur Erläuterung mögen die nachstehenden Profile auf pag. 227 dienen.

Wir haben uns diesen Kalk als Absatz von temporären Süßwasserlagunen in geschützten Buchten vorzustellen.

Hiermit wäre die Schichtfolge für das Hauptbecken abgeschlossen. Anders ist es mit dem kleinen Becken von Bartholomä. Auch hier liegt am Grund Konglomerat, Sandstein, Schiefer in großer Mächtigkeit, auch die Süßwasserfazies ist vertreten. Auf diesen Bildungen, die in der Folge als Flysch bezeichnet sind, lagert nun im Kreuzeck und Kalchberg eine mächtige Serie von Mergel, Hippuritenkalk und Kalksandstein. Die Gegend ist infolge des großartigen Abbaues des Mergels zur Zementbereitung gut aufgeschlossen. Besonders drei Profile sind es, die einen guten Einblick in die Verhältnisse gewähren. (Siehe Taf. VI.)



p = Paläozoikum. — s = Süßwasserbildungen der oberen Kreide.
c = Konglomerate und Sandsteine der oberen Kreide.

Das erste geht von einem Steinbruch an der Straße von Bartholomä nach Stallhofen auf die Höhe von Kalchberg, das zweite in einer Schlucht, die im O von Bartholomä ins Libochtal mündet und sich gegen das Haus des Verwalters Egger emporzieht, das dritte vom Kreuzeck nach S im Graben zwischen Kalchberg und Michelbach.

Das erste Profil (Taf. VI, Profil Nr. II) zeigt zu unterst an der Straße den Flysch; hier fand sich ein Ammonit, dessen Bestimmung zwischen *Placenticeras Fritschii* und *Pl. syrtale* schwankt.

Gleich darüber folgt 1 *m* mächtig eine Hippuritenbank. Aus ihr wurden an Fossilien gefunden:

Hipp. gosaviensis	1
„ *colliciatus*	4
Radiolites angeiodes	2
„ *sp.*	1
Lapeirousia sp.	1

Über dieser Bank lagert nun wohl die ganze Höhe von Kalchberg ein dickgebankter, hellgelber Mergel, der sich sehr gut zur Zementbereitung eignet. Mit diesen Bänken wechselt ein hellbraunes Sediment, das Sandstein genannt wird, aber im wesentlichen aus Kalktrümmern, Hippuritenzerreibsel, besteht. Doch kommen auch dünne Lagen von echtem graubraunem Flysch vor.

Auf der Höhe von Kalchberg tritt nun wieder Hippuritenkalk auf. Nach den geneigten Schichten am Abhange könnte man annehmen, daß dies dieselbe Bank sei wie am Fuße, doch bildet unten Flysch das unmittelbare Liegende, oben typischer Zementmergel, man muß also annehmen, daß die obere Bank einem höheren Niveau angehört als die untere.

Sie hat folgende Fossilien geliefert:

Hipp. gosaviensis	1
„ *giganteus*	5
„ *colliciatus*	3
Rad. angeiodes	2
„ *Mortoni*	1
„ *sp.*	1

Auffallend ist sowohl die Übereinstimmung beider Faunen als auch ihre Zusammensetzung. Es findet sich hier *H. gosaviensis*, den Douvillé und Toucas ins obere Angoumien, *H. giganteus*, den sie ins Coniacien stellen, zusammen mit dem *H. colliciatus*, der nach der phylogenetischen Reihe erst im unteren Campanien entstehen soll. Dabei kann der untere Hippuritenhorizont nach dem Ammonitenfund nur dem Coniacien oder unteren Santonien angehören.

Für *H. gosaviensis* hat Felix (Zentralblatt 1905, pag. 77) sein Vorkommen in hohen Horizonten von Gosau nachgewiesen. Ungewöhnlich ist das tiefe Auftreten von *H. colliciatus*.

Die phylogenetischen Reihen von Toucas sind offenbar auf Verhältnisse ähnlich denen des Beckens von Gosau selbst aufgebaut. Dort werden die Hippuritenhorizonte durch Sedimente, welche dem

Leben der Hippuriten offenbar ungünstig sind, Sandsteine etc , getrennt, jede Bank stellt also eine neue Einwanderung dar. Dort ist also das Auftreten der Arten nicht bloß eine Funktion der phylogenetischen Entwicklung, sondern auch ihrer Wandergeschichte, die Verhältnisse sind also zur Aufstellung phylogenetischer Reihen nicht günstig.

Im Kreuzeck aber behielt das Meer immer seinen für Hippuriten vorteilhaften Charakter, diese konnten sich ohne Unterbrechung entwickeln. Dieser Unterschied der Nordalpen von unserem Gebiet erklärt den Mangel an Übereinstimmung im Auftreten der Fossilien.

Im zweiten Profil (Taf. VI, Profil Nr. 1) findet man zu unterst Lesesteine von Flysch (weiter im S, bei der Mühle taucht er mehr aus den Alluvien auf). Darüber liegt eine Hippuritenbank, in der nächsten Nebenrinne gut aufgeschlossen. Sie überlagert wie im ersten Profil geschieferter Mergel und Sandstein in ziemlicher Mächtigkeit, bis man an einem Weg, der horizontal in etwa halber Höhe an der Lehne hinzieht, eine zweite Hippuritenbank trifft. Ihr Hangendes bilden zunächst harte, rote Sandsteine, im Habitus ähnlich den sogenannten Orbitulitensandsteinen, aber fossilleer. In dem Mergel darüber fand sich *Inoceramus Cripsii*. Bei dem Röstofen unter der Straße steht die dritte Hippuritenbank an. Aus ihr stammt *H. giganteus* in ganz gleicher Ausbildung wie bei Kalchberg.

Darüber folgt bis zum Gipfel Mergel, der stark abgebaut wird, dazwischen dünne Platten von Kalksandstein, eine typische Seichtwasserbildung mit großen Inoceramen, Kriech- und Wellenschlagspuren, Trockenrissen.

Im dritten Profil sehen wir von oben an zunächt die Mergel des Kreuzeckgipfels, dann zwei Hippuritenbänke, getrennt durch Mergel und Sandsteine, zu unterst wieder Zementmergel.

Wir haben also im Kreuzeck auf einer Basis von Flysch eine große Mächtigkeit von hellen, reinen Mergeln und Sandsteinen. In diesen lagern nun mindestens drei Horizonte von Hippuriten, von denen der oberste schon in die Schichten mit *Inoceramus Cripsii* fällt. Es ist aber das Auftreten von Hippuriten keineswegs auf diese Horizonte beschränkt, es dürften im Gegenteil im Kreuzeck immer lokale Riffe bestanden haben, die nur wegen Mangel an Aufschluß unbekannt bleiben. Darauf deutet schon das Auftreten einer Breccie von Kalktrümmern hin, die sich als Splitter von Rudisten erweisen. Nach der Seite geht diese Breccie in die erwähnten Kalksandsteine über.

Über das Verhältnis der Kreuzeckschichten zum Hauptbecken geben uns Fossilfunde Aufschluß. Die unterste Hippuritenbank ist nach dem *Placenticeras* darunter höchstens Santonien, im Flysch des großen Beckens finden sich Campanienfossilien. Das Becken von Bartholomä zeigt also zu einer Zeit, wo in der großen Bucht die Flyschsedimentation noch lange fortdauert, Verhältnisse, welche das Leben von Hippuriten und Korallen begünstigten.

Alles in allem haben wir hier Sedimente, die einen engen Anschluß an die der nordalpinen Kreide bilden. Denselben Wechsel von grobklastischem Material, Süßwasserbildungen, Hippuritenbänken finden wir auch dort. Nur der helle Mergel dürfte ziemlich ohne Analogie dastehen.

Lagerung.

Der Eindruck, den man von der Kainach erhält, ist der einer nach S offenen Bucht, in die das Kreidemeer eindrang, es mit dem gewaltigen Detritus der Brandung an dem Paläozoikum und den aus dem Kristallinen hereingeschafften Geröllen muldenförmig erfüllend. In den Sandsteinen Treibholz und Schilfstücke, an flachen Rändern, hinter Klippen Süßwasserkalke mit Kohlenflötzchen, wohl als Lagunenbildung. Dies ist das Bild, das die späteren Störungen, Brüche und Faltung, nicht trüben können. Nirgends findet man das für die Gosaubecken der Nordalpen so charakteristische Einfallen unter das Grundgebirge, überall ein, wenn auch manchmal steiles Abfallen von demselben. Besonders konstant ist es auf dem Rücken Piber N als O-Fallen entwickelt. Es soll aber nicht die Bedeutung der Störungen, besonders der Brüche für die Tektonik geleugnet werden. Spielen ja doch die letzteren die größte Rolle bei der Entstehung des Beckens, wie schon Heritsch bemerkt, und es scheint, als ob fast an sämtlichen dieser Linien auch nach der Ablagerung der Gosau Bewegungen stattgefunden hätten. Von der Besprechung der Tektonik an diesen Grenzen müssen natürlich die Strecken ausgeschieden werden, wo ein denselben parallel fließender, tief in das Grundgebirge eingeschnittener Bach den eigentlichen Kontakt zwischen Kreide und Paläozoikum zerstört hat, wie zum Beispiel die oberste Liboch bei St. Ponkrazen, der Gradenbach auf eine Strecke Graden S. Sie sind leicht durch Epigenesiserscheinungen und Kreidefetzen an der dem Becken gegenüberliegenden Talseite, zum Beispiel dem Süßwasserkalk Plesch NW zu erkennen.

Den auffallendsten Zug der Tektonik bildet der Nordrand des Beckens. Hier erhebt sich entlang einer SW—NO streichenden Linie, die beim Geisttal etwas nach O schwenkt, jäh das Paläozoikum hoch über die Gosau unter Böschungswinkeln, die durch die gegenwärtige Hydrographie der Gegend nicht gerechtfertigt erscheinen. Am Fuße dieses geradlinigen Steilfalles liegt die Gosau oft stark gestört; Fallwinkel von 40 bis 50° sind nicht selten. Unter solchen Verhältnissen liegt die Vermutung, hier einen Randbruch mit noch nachkretazischen Bewegungen vor sich zu haben, sehr nahe.

Bei Geisttal zeigt sich die Erscheinung, daß die Brandungskonglomerate im N bis an die Grenze ziemlich flach liegen, das steile Fallen stellt sich erst beim Orte selbst mit 40° S ein. Ein analoger Fall liegt bei Graden an der Westseite vor. Im W liegt Süßwasserkalk ziemlich flach, im NO beim Eckwirt treffen wir Fallwinkel bis zu 50°. Es dürfte an diesen Stellen das Becken durch Brandung erweitert worden sein, so daß der ursprüngliche Randbruch unter die Gosau selbst fällt. Bei einer jüngeren Bewegung an diesem blieben dann die auf der Brandungsterrasse selbst aufgelagerten Sedimente ungestört.

Die in dem Süßwasserkalkgebiete Geisttal NO liegenden Schichten bilden für sich eine Mulde, wie es für eine Lagune gut stimmt, am Rande sind sie oft steilgestellt.

Vom Abraham scheint sich gegen Ponkrazen eine Störungszone zu ziehen, wie man allerdings nur aus dem oftmaligen Wechsel des Schichtstreichens schließen kann.

Gehen wir an der Umgrenzung weiter, so finden wir in Södingberg eine Stufenlandschaft. (Vergl. Profil pag. 227). Zu unterst im Södingtal ein Steilabfall von Paläozoikum; auf ihm liegt Gosausandstein und Süßwasserkalk. Mit einem neuen Hang von Paläozoikum beginnt die zweite Terrasse, sie trägt die Süßwasserkalkfetzen südlich vom „Löx in der Eben". Als eine wahre Keilscholle steigt endlich im O davon ein Streifen von Süßwasserkalk, im W wieder durch einen Paläozoikumabfall getrennt weit nach N gegen die Höhen von „Traidberg" empor. Wir haben es hier wohl mit einem staffelförmigen Absinken an NS-Brüchen zu tun.

Gerade dieses Ansteigen des Süßwasserkalkes, der doch ursprünglich horizontal abgelagert wurde, beweist es, daß die Höhendifferenzen erst nach der oberen Kreide hergestellt wurden.

An der Südseite des Lärchecks [1]) treffen wir wieder als Grenze eine Gerade, die die größte Ähnlichkeit mit dem Nordrand zeigt. Dieselbe Richtung, der gleiche steile Abfall des Paläozoikum, unten die Gosauschichten steilgestellt. Daß dies ein Bruch ist, an dem noch jüngere Bewegungen stattgefunden haben, zeigt ein Fetzen Süßwasserkalk hoch oben auf Raßberg, der wohl einst mit dem unteren in Verbindung gestanden hat. Man fühlt sich versucht, diese Störung mit dem Bruche von Voitsberg in Beziehung zu setzen, der genau in der Verlängerung liegt, aber eine etwas mehr nördliche Richtung hat. Diese Verwerfung schneidet den Silurkalk des Voitsberger Schloßberges östlich vom Zangtal in einer scharfen Linie ab. Westlich von ihr liegt das Kohlenflötz im Zangtal hoch auf einem Hügel, östlich unter der Ebene des Kainachtales.

Es soll damit nicht gesagt sein, daß der Bruch jünger ist als die Kohle, das Untertauchen des Flötzes kann auch durch Auflagerung auf der gestuften Oberfläche erklärt werden.

Die Gosausüdgrenze bei Bartholomä erklärt schon Heritsch für einen Bruch. Sie ist auffällig durch ihre Geradlinigkeit, ohne die für eine normale Anlagerung an einer schiefen Fläche charakteristischen Ausspitzungen der älteren Schichten in den Tälern, die sich in der übrigen südlichen Grenze, besonders in Hoch-Tregist, deutlich zeigt. Bei Bartholomä dürfte das Verhältnis von Tertiär zur Kreide ein analoges sein, wie das der Kreide zum Paläozoikum, jenes ist an diese an einem Bruch angelagert.

Wir haben bis jetzt die tektonischen Verhältnisse des Randes besprochen. In der Mitte des Beckens ist die Konstatierung von Brüchen wegen des gleichartigen Materials schwierig, dagegen das Erkennen von Falten bei der flachen Lagerung leichter. Es ist hauptsächlich eine Zone, in der Falten, eigentlich besser Wellungen auftreten, in den Gemeinden Kohlschwarz und Breitenbach. (Taf. VI, Profil Nr. III und IV.) Hier finden wir eine Reihe von Antiklinen mit dem generellen Streichen NO. So kann man auf dem Rücken in

[1]) Auf der Karte irrtümlich als „Lerchen Kg." bezeichnet.

Breitenbach ihrer drei zählen, die Weite der beiden nördlichen beträgt je 400 *m*, das Fallen der Schenkel hält sich unter 20⁰. Die südlichste ist weiter und flacher.

Auf dem Kamme im O des Kainachtales finden wir zuerst im N des Reinprechtkogels ein kurzes verkehrtes Einfallen von 15⁰. Im S davon folgt eine weitere 2·5 *km* breite Synkline, das Fallen bleibt immer unter 25⁰. Ein Fallen von 40⁰ Bockloch N ist stark anzuzweifeln.

Andere Falten, sämtlich schwach, finden sich im Tal Afling O und im Tregistgraben.

Es muß zugegeben werden, daß die Aufstellung der Brüche unter dem Vorwurfe leidet, daß man sie nicht direkt sieht, sondern nur nach dem Schichtfallen und geradezu morphologischen Gründen erschließt. Jedoch findet sie eine kräftige Stütze in der Tektonik des Grazer Beckens. (Heritsch, l. c. 220.) In der Kainach ist eine Richtung besonders ausgeprägt, die von SW nach NO. Ihr folgt der nördliche Randbruch, das Streichen der Faltung, Lärcheckbruch, S Grenze bei Bartholomä. Nun ist dies gerade die Richtung, die den Aufbau des Grazer Paläozoikums beherrscht. Das Streichen der Falten, eine Reihe von Brüchen, neben kleineren der Arzberger, der Zösenberger, der Göstinger Bruch, gehen ihr parallel. Ja dieser letzte geht direkt in die Südgrenze bei Bartholomä über. Die meridionalen Brüche des Paläozoikums, der Bucher, der Leber, der Arzwalder Bruch haben ihr Analogon in den NS-Linien der Ostgrenze der Kainach.

Es herrscht also ein enger Zusammenhang zwischen der Tektonik der Kreide und des Paläozoikums. Jedoch muß ausdrücklich auf den Satz von Heritsch (l. c. 180) hingewiesen werden, daß die Störung der Kreide gering im Vergleiche zu der des Grundgebirges ist. Der Bau des letzteren muß also schon in vorcenomaner Zeit angelegt gewesen sein.

In dieser Beschreibung dürften die Störungen etwas zu sehr in den Vordergrund gestellt sein. Wie geringfügig sie in der Tat gegenüber der weit gespannten Kreidetafel sind, mag aus den beiden im richtigen Höhenverhältnis gezeichneten Hauptprofilen (Taf. VI, Profil III und IV) hervorgehen.

Die Fetzen jüngerer Sedimente ziehen in neuerer Zeit mehr denn je die Aufmerksamkeit auf sich. Ist es ja doch für die Überfaltungshypothese, wonach die Masse der Alpen aus übereinanderliegenden Schubdecken bestehen sollen, außerordentlich verlockend, in diesen Schollen Verbindungsglieder zwischen den nördlichen und den südlichen Kalkalpen zu sehen. So spricht Termier auch die Kainach als solchen Deckenzeugen an. (Les nappes des Alpes orientales et la synthese d. Alpes. Bull. soc. geol. d. France. 1903, pag. 749.)

Während nun die übrigen jungen Schollen der Zentralalpen der Schubdeckentheorie zum mindesten keine unüberwindlichen Schwierigkeiten bereiten, bildet die Kainach für sie ein sehr hartes Problem.

Der Bau des Grazer Beckens besteht aus folgenden Elementen: Das stark gefaltete kristallinische Grundgebirge, dann die durch Faltung verhältnismäßig wenig berührte paläozoische Decke, dann

nach langer Trockenlegung die Ingression der Oberkreide in eine wahrscheinlich durch Brüche vorgebildete Mulde. Diese tektonisch so verschiedenen Elemente sind durch die Konglomeratverhältnisse so sehr miteinander verknüpft, daß an ein Zustandekommen des Baues durch nachkretazische Überfaltung schwer vorzustellen ist. Es mahnt vielmehr die Tektonik an das Bild variszischer Horste, wie schon Suess im „Antlitz der Erde" bemerkt. Beachtet man noch die ziemlich große Verwandtschaft des Paläozoikums mit dem Brünner Devon, so wird die Analogie mit den variszischen Gebirgen noch augenfälliger.

Ein wesentlicher Unterschied besteht allerdings in der Fazies der Kreide: hier die typischen alpinen Gosauablagerungen, dort die außeralpinen Pläner und Quadersandsteinbildungen.

Diese Horstähnlichkeit ist nun die Hauptschwierigkeit für die Überfaltungstheorie. Diese braucht zur Voraussetzung weite Geosynklinalen, Regionen tiefer Versenkung und andauernden Schichtabsatzes, die dann durch extreme Faltung in riesigen Antiklinen ausgepreßt würden. Schwierig ist es aber zu begreifen, wie eine Scholle, die seit dem Devon eine relative Hochlage behauptet, deren Festigkeit durch viele Brüche stark gelitten hat, durch einen Faltungsakt ohne große innere Störungen vom Platze gerückt wurde. Am ehesten wäre dies noch durch eine Scherungsüberschiebung ähnlich der Nordschottischen denkbar.

Ein Ausweg der Überfaltungshypothese könnte darin bestehen, daß man die Kainach als Horst anerkennt, über sie aber, wie über die alten Massen der Schweiz die Schubdecken gleiten läßt. Doch sollte man erwarten, daß dieser Vorgang eine ausgiebige Dynamometamorphose zur Folge gehabt haben müßte, die in der Kreide nirgends zu finden ist[1]).

Um in der Sache das letzte Wort sprechen zu können, wäre es allerdings nötig, über die Tektonik des westlich von der Kainach gelegenen Teiles der Ostzentralalpen, des kristallinen Grundgebirges sowohl als der auflagernden Sedimente unterrichtet zu sein. Es sei mir gestattet hier eine kurze Charakteristik der letzteren, besonders der oberen Kreide, soweit sie aus der Literatur hervorgeht, hier anzufügen. Vergl.: Penecke, Sitzungsber. d. Akad. d. W. math.-nat, Cl. 1890, I., pag. 327; Redlich, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1907, pag. 663; Toula, Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1886, pag. 48; Bittner, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1889, pag. 483; Redlich, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1905, pag. 326; Teller, Erläut. z. geol. Karte d. Ostendes d. Karn. Alpen; Dreger, Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1906, pag. 91; Redlich, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1900, pag. 409.

Eine Zone solcher Sedimente zieht sich vom Krappfelde an der Gurk über das untere Lavanttal, übersetzt die Drau bei Unter-Drauburg und führt durch die Senke von Windisch-Graz an die Südseite

---

[1]) Die Streckung der Fossilien ist, wie man aus der Bank mit *Placenticeras* in Hemmerberg sieht, nicht auf eine orientierte Bewegung zurückzuführen, sie ist wohl eine Folge von Setzungsbewegungen.

des Bacher bei Gonobitz. Überall fast tritt die Kreide in enger Verbindung mit triadischen Gesteinen auf, ein großer Unterschied gegenüber der Kainach. Sie besteht im Krappfelde aus Flyschbildungen mit untergeordneten Hippuritenbänken, in den südlicheren Gegenden aus massigen Hippuritenkalken, untergeordnet kohleführende Mergel mit Cycloliten. Erwähnt sei das Auftreten von Eocän auf dem Krappfelde, zu unterst fluviatile rote Tone, im Hangenden Nummulitensedimente.

Die Verhältnisse der mesozoischen Serie gegen den Untergrund sind aber leider keineswegs so geklärt, daß sich daraus weitere tektonische Schlüsse ziehen ließen.

Nur die nähere Umgebung von Windisch-Graz dürfte von größerer Tragweite sein. Dort bildet nämlich die Kreide die einzige Ausnahme von der vorerwähnten Regel, sie lagert unmittelbar auf dem Kristallinen auf. Ja, an einer Stelle, Windisch-Graz W überlappt sie geradezu die tektonische Linie, die die Ostgrenze des Drauzuges bildet. Dies würde, vorausgesetzt, daß sich die Heimatsberechtigung der Kreide unwiderleglich nachweisen ließe, die Tektonik diese Kette als vorkretazisch stempeln und dadurch ihren Wurzelcharakter stark beeinträchtigen.

Auch die letzte der auf dem Rücken der Zentralalpen reitenden Sedimentschollen, das Karbon der Stangalpe läßt nach der neuen Untersuchung von Humphrey, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1905, pag. 349 keinen Schluß auf transgressive Auflagerung zu, da das unterste Glied, ein mariner Kalk, vollkommen konkordant auf den Glimmerschiefern liegen soll; eher wäre noch ein mechanischer Kontakt im Sinne der Schubdeckentheorie möglich.

So steht die Kainach unter allen anderen Vorkommen vereinzelt da. Es wäre anmaßend, sich auf weitgehende Schlüsse aus der Kenntnis dieses kleinen Gebietes steifen zu wollen. Jedenfalls ist es aber interessant, hier, an der Virgationsstelle der Alpen Verhältnisse zu finden, welche die Annahme eines autochthonen Horstes nahelegen [1]).

Paläontologischer Teil.

Korallen.

Stylophoridae.

Astrocoenia Orbignyana M. E. u. *H.*

1854. *Stephanocoenia formosa.* Reuss, Denkschr. der A. d. W. mat.-nat. Cl. VII., pag. 98.
1902. *A. Orbignyana.* Felix, Palaeontographica XI IX., pag. 377.

Ein halbkugeliger Knollen von 5 *cm* Durchmesser aus der oberen Hippuritenbank von Kalchberg. Auf einem Anschliff sieht man in der Mitte ein Feld, wo die Kelche senkrecht stehen, am

[1]) Freilich haben in den zwei Jahren, die seit der Niederschrift verflossen sind, Änderungen in den tektonischen Anschauungen platzgegriffen, denen gegenüber ich diese meine Behauptungen nicht mehr in vollem Umfang aufrechthalten kann.

Rand sind sie dem Schliff parallel. Mitten durch die Fläche geht der Gang einer Bohrmuschel, man sieht den Querschnitt der Schalen.

Die Kelche haben einen Durchmesser von 1—1·2 *mm*. An Septen sind zwei Zyklen zu je acht Stück vorhanden. Das Säulchen ist punktförmig. Sehr schön ist das Cönenchym, aus unregelmäßig angeordneten Kalzifikationszentren bestehend, ausgebildet.

Echinodermen.

Hemiaster Regulsanus. Orb.

1854. *H. Regulsanus.* Orbigny, Pal. fr. terr. cret. VI., pag. 248, T. 884.

1872. *H. Regulsanus.* Geinitz, Geol. des Elbtalgebirges in Sachsen. Pal. XX. 2, pag. 15, T. V. 2.

Zwei stark verquetschte Exemplare (Sammlung Prof. Rumpf) vom Forste Piber N. Der Umriß ist fast kreisförmig, Durchmesser des einen Stückes 22 *mm*. An dem Steinkern ist nicht viel zu sehen, schön ist aber der Abdruck der Schale in dem tonigen Schiefer erhalten.

Das vordere Ambulacrum ist ziemlich lang, subpetaloid, es besteht aus zwei Zonen rundlicher, nahe beisammenstehender Porenpaare. Die seitlichen Ambulacra sind petaloid, die hinteren kaum halb so lang wie die vorderen. Ihre Poren sind schlitzförmig, nicht gejocht, auf jedem Plättchen liegt in der Mitte eine rautenförmige Vertiefung, was für *H. Regulsanus* charakteristisch ist.

Um die Ambulacra läuft eine Fasciole, die mit einer feinen Granulation bedeckt ist, die übrige Oberfläche trägt unregelmäßig verstreute kleine Warzen. Die Unterseite ist nicht sichtbar.

H. Regulsanus findet sich im Senon von Frankreich und im oberen Quadermergel von Kreibitz. (Böhmen.)

Es finden sich in der Sammlung Prof. Rumpfs noch andere Echinoidenreste vom selben Fundort. So insbesondere einige Ambulacra mit gejochten Poren, der Abdruck eines Plastrons, die wahrscheinlich einer Micraster-Art angehören.

Außerdem noch Stücke von Schalen, auf denen je zwei Reihen großer glatter fünfeckiger Tafeln mit kleinen abwechseln. Diese Stücke ähneln sehr der Schale von *Ananchytes*.

Mollusken.

Gasteropoda.

Actaeonella gigantea Orb.

1852. *A. gigantea.* Zekeli, Die Gasteropoden der Gosaugebilde. Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. I., pag. 39. T. V. 8.

1901. *Trochactaeon giganteus var. glandiformis.* Choffat, Recueil d. etudes palaeontologiques s. l. faune cret. d. Portugal. Ser. IV, pag. 113, Opisthobr. T. I. 16—21.

Stücke aus der Sammlung der k. k. geol. R.-A. (Coll. Morlot) mit der Fundortangabe „Kainach“. Es sind dies wahrscheinlich die

Stücke, auf Grund deren er (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1850, pag. 111), den Sandstein der Kainach als obere Kreide anspricht.

Ferner ein Stück in einem groben Konglomerat aus dem Oswaldgraben. (Sammlung Prof. Rumpf.)

A. gigantea gilt meistens für bezeichnend für das obere Turon, doch fand man sie nach Palffy (Die oberen Kreideschichten von Alvincz. Mitteil. a. d. Jahrb. der ung. geol. Anstalt XIII) auch im Cenoman und Senon.

Gastropoden des Süßwasserkalkes.

Die Süßwasserkalk-Randfazies der Kreide birgt einen ziemlichen Reichtum an Schnecken. Doch sind sie so schlecht erhalten, daß sich nur die Arten *Hydrobia mana Tausch, Hemisinus cf. lignitarius Tausch, Gypsobia sp.*, letztere mit deutlichen *Varices*, bestimmen ließen. Literatur: Tausch, Nichtmarine Kreidefossilien von Ajka. Abh. d. k. k. geol. R.-A. XII., Palffy, Die oberen Kreideschichten von Alvincz. Mitt. a. d. Jahrb. d. ung. geol. Anstalt XII.

So kümmerlich diese Fauna ist, so dürfte sie doch genügen, den Süßwassercharakter der Ablagerung darzutun.

Pelecypoda.

Tapes cf. Rochebruni Zitt.

1865. *T. Rochebrunni.* Zittel, Die Bivalven der Gosaugebilde. Denkschr. d. Ak. d. W. XXIV, pag. 12, T. III. 4.

Cyclas cf. gregaria Zitt.

1865. *C. gregaria.* Zittel, l. c. T. IV. 7 *a, b.*

In den mergeligen Schichten, die im oberen Teile der Ausfüllung des großen Beckens auftreten, finden sich diese Muscheln beim Schusterbauer (Stallhofen N), Hemmerberg, Forst Piber N, teilweise in großer Anzahl. Die Bestimmung ist aber wegen der schlechten Erhaltung, besonders wegen des Fehlens jeder Andeutung von Schloßzähnen schwierig.

Die letztgenannte Art ist es wahrscheinlich auch, die einige Schichten des Süßwasserkalkes bei Geisttal mit ihren Trümmern erfüllt.

Cardium Ottoi Gein.

1865. *C. Ottoi.* Zittel, Die Bivalven der Gosaugebilde. Denkschr. d. Ak. d. W. XXIV, pag. 144, T. VI. 4.

Ein Stück von Hemmerberg (Sammlung Prof. Rumpf). Es ist als Steinkern erhalten, 15 *mm* hoch, 10 *mm* lang. Die Form stimmt mit der genannten Art überein. Man sieht den Abdruck eines Seitenzahnes.

Lucina subnumismalis Orb.

1888—89 *L. subnumismalis.* Holzapfel, Die Mollusken der Aachener Kreide. Paläontogr. XXXV, pag. 187, T. 19, 1—3.

1891—92 *L. subnumismalis.* Böhm, Kreide des Fürberges und Sulzberges bei Siegsdorf i. B. Paläontogr. XXXVIII, pag. 73. T. III. 6 a.

Einige Stücke vom Forste Piber N aus der Sammlung Prof. Rumpf. Der Schalenrand bildet etwas mehr als einen Halbkreis, die Schloßkanten sind gerade und treffen einander unter einem stumpfen Winkel. Der Wirbel liegt ziemlich in der Mitte, ragt nicht vor. Die Verzierung besteht aus konzentrisch scharfen Rippen in regelmäßigen Abständen. Die Zwischenräume sind flach.

L. subnumismalis fand sich im Senon von Aachen und Oberbayern.

Inoceramus Cripsii Mant.

1866. *I. Cripsii.* Zittel, Bivalven der Gosaugebilde. Denkschr. d. Ak. d. W. XXV. pag. 95, T. XIV. 1, 2, 3, 4, 5, T. XV. 1, 2, 3, 4, 5.

Diese Spezies ist ziemlich häufig in den sandigen Zwischenlagern der Zementmergel von Bartholomä. Sie findet sich dort in großen flachen Exemplaren, die meist der *Var. typica*, manchmal der *Var. decipiens* angehören.

Von Hemmerberg stammt ein schönes Stück, Sammlung Prof. Rumpf. Der Wirbel ist stark gewölbt, liegt fast am Vorderende der Schloßkante. Sehr schön sieht man am Abdruck der Ligamentleiste die einzelnen Bandgrnben.

Hippurites gosaviensis Douv.

1890. *H. gosaviensis.* Douvillé, Mem. soc. géol. de. Fr. tom I, pag. 24, tom VI, T. XXIV. 1—6.

1903. *Vaccinites gosaviensis.* Toucas, Mem. soc. géol. d. Fr. tom. XXX.

Zwei ganz typische Stücke aus der unteren und der oberen Hippuritenbank von Kalchberg. Das eine hat noch den Deckel, doch ist die Porenschichte ganz abgerieben. Die inneren Merkmale stimmen ganz mit der Beschreibung Douvillés überein.

Nach den Behauptungen von Douvillé und Toucas soll diese Spezies auf das Angoumien beschränkt werden, doch ist diese Behauptung, wie schon angezeigt wurde, nicht aufrecht zu halten.

Hippurites giganteus Hombr. Firm.

1890. *H. giganteus.* Douvillé, Mem. soc. géol. d. Fr. tom. I, pag. 19, T. III. 4, 5, 6.

1895. *H. gig.* ibid. tom. V, pag. 152. T. XXI. 1.

Fünf Bruchstücke, sämtlich von großen zylindrischen Exemplaren mit 7—10 *cm* Durchmesser. Die Außenseite ist mit starken Längsrippen von 3—5 *mm* Breite geziert. Deckel ist keiner vorhanden.

Charakteristisch für diese Stücke ist die ziemlich große Ausdehnung der Faltenregion, die fast ein Viertel des Umfanges beträgt.

Die Schloßfalte ist gegen 20 *mm* lang, dünn, vorne abgerundet, zeigt in den meisten Fällen eine leichte Krümmung nach vorn. Der erste Pfeiler ist etwa von derselben Länge wie die Ligamentfalte. Sein Querschnitt ist fast kreisrund, der Fuß dünn. Der zweite Pfeiler ist der längste, 28 *mm*. Sein Kopf ist lang elliptisch, der Fuß dünn. Vom Schloßmechanismus ist nichts zu sehen.

Diese Art unterscheidet sich vom typischen *H. giganteus* nur durch die größere Entfernung der Falten, die nach Toucas ein Sechstel bis ein Fünftel, bei uns aber fast ein Viertel des Umfanges beträgt.

Diese Art kommt am Kreuzeck sowohl am oberen Aufschluß in Kalchberg, als auch im obersten Hippuritenhorizont des Profils Bartholomä SO vor.

Hipp. gig. kommt nach Toucas im Coniacien vor. Unsere Art geht bedeutend höher, wurde jedenfalls über Schichten mit *I. Cripsii* gefunden.

Hippurites colliciatus Woodw.

1855. *H. colliciatus.* Woodward, On the structure and affinities of the Hippuritidae. Quart. Journ. London. X, pag. 58, T. IV. 5.
1865. *H. exaratus.* Zittel, Die Bivalven der Gosaugebilde. Denkschr. d. A. d. W. XXV, pag. 144, T. XXII. 8—11.
1895. *H. colliciatus.* Douvillé, Mem. soc. géol. d. Fr. tom. VI, pag. 221, T. XXXII. 8, 9.
1903. *Orbignya colliciata.* Toucas, Mem. soc. géol. d. Fr. tom. XXX, pag. 52.

Sechs Stücke. Die Exemplare oft miteinander oder mit Radioliten verwachsen.

Die Außenseite ist mit 7 *mm* breiten längsgerieften Rippen verziert. Deckel ist keiner vorhanden. Die Schale ist außerordentlich dick.

Charakteristisch ist das Innere. Die Schloßfalte ist rückgebildet, nur durch einen Buckel der Wand angedeutet. Die Pfeiler sind stark, vorn abgerundet, breit aufgewachsen. Die Hauptzähne der Deckelklappe liegen an der Wand zu beiden Seiten der Schloßfalte; zwischen ihnen der x-förmige Zahn der unteren Klappe. Der Muskelträger liegt im Winkel zwischen der Wand und dem ersten Pfeiler.

Das Auftreten dieser Art wurde schon im stratigraphischen Teil besprochen.

Radiolites angeiodes Pic. d. Lap.

1855. *Sph. angeiodes.* Bayle, Bull. soc. geol. d. Fr. 2. Ser. XIII, pag. 77.
1866. *Sph. angeiodes.* Zittel, Bivalven der Gosaugebilde. Denkschr. Ak. d. W. XXV. pag. 150, T. XXV. 4—12, T. XXVI. 1—4.

Zusammengewachsene Stücke vom oberen Hippuritenlager in Kalchberg, Höhe 7 *cm*, Durchmesser 5 *cm*.

Die Unterseite ist kegelförmig, dickwandig, mit 3—5 *mm* breiten, scharfen Rippen verziert. Sie besteht aus horizontalen Schichten, die wieder aus vertikalen Prismen von $^1/_4$—$^1/_2$ *mm* Durchmesser bestehen. Nur an der Schloßfalte ist ein breites Band kompakter Schalensubstanz von außen her eingeschaltet. Die Schloßfalte ist 7 *mm* lang, am inneren Ende gegabelt. Der Deckel ist nicht hoch, trägt konzentrische Wülste.

Radiolites sp.

Das Stück stammt aus dem oberen Hippuritenlager von Kalchberg. Sein größter Durchmesser beträgt 10 *cm*, die Höhe 5 *cm*.

Die Unterseite hat die Gestalt eines flachen, geschweiften Kegels, die Wand ist sehr dick, zeigt die für *Radiolites* charakteristische Prismenstruktur. Außen ist sie mit feinen, 1 *mm* breiten Längsrippen verziert. Die Oberschale ist flach konkav, besteht aus dünnen kompakten Lamellen.

Von inneren Charakteren sieht man nur die Schloßfalte, die 12 *mm* lang und vorn gegabelt ist.

Radioliten treten in diesen Ablagerungen noch ziemlich häufig auf, so insbesondere ein Bruchstück eines großen Exemplars, das ganz mit *R. Mortoni Mant.* (Zitt, loc. cit.) übereinstimmt.

Andere Radioliten sind wieder zu Gruppen eng zusammengewachsen. Ihr Durchmesser ist gering, 15 *cm*. Ihre Innenseite ist zerstört, so daß eine Bestimmung unmöglich ist.

Lapeirousia sp.

1885—86. *Lapeirousia.* Douvillé. Morphologie des Rudistes. Bull. soc. géol. d. Fr., III. Ser., XIV, pag. 403.

1902. *Lapeirousia.* Douvillé, Bull. soc. géol. d. Fr., IV. Ser., II, pag. 473.

Ein zylindrisches Bruchstück vom unteren Hippuritenlager in Kalchberg. Der Durchschnitt ähnelt sehr der Skizze in dem ersten der zitierten Werke. Besonders gut sieht man die beiden den Siphonen entsprechenden Pfeiler.

Cephalopoda.

Placenticeras syrtale Mort. var. Milleri v. Hauer.

Tafel V [II], Fig. 1—4.

1866. *A. Milleri.* v. Hauer, Neue Cephalopoden aus den Gosaugebilden der Alpen. pag. 5, T. II.

1872. *A. syrtalis.* Schlüter, Cephalopoden aus der oberen deutschen Kreide. pag. 46, T. XIV. 1—10, T. XV. 1—5.

1893. *Pl. syrtale.* Grossouvre, Les Ammonitides de la Craie superieure. pag. 128, T. V. 3, T. VI. 1, 2, T. VII. 1, T. VIII. 1.

Dieser Ammonit ist bis jetzt in den Ostalpen nur aus der Kainach bekannt. Er findet sich im hintersten Schleifsteinbruch von Hemmerberg in einem schiefrigen Zwischenmittel zweier Sandsteinbänke in sehr großer Menge, aber schlechter Erhaltung. Mir liegen im ganzen 32 Stücke vor, darunter die Originale von Hauer und sehr schöne Exemplare aus der Sammlung von Prof. Rumpf.

Die Gehäuse sind flach scheibenförmig, die Involution ist nicht sehr konstant.

Bei dem Original Hauers sind die Maße:

a) Durchmesser: 8·6 *cm*
b) Höhe des letzten Umganges: 4·4 *cm*
c) Nabelweite: 1·6 *cm*
$a/c = 5·4$, $b/c = 2·75$, $a/b = 1·95$.

Die Daten für ein unverquetschtes Stück (Koll. Prof. Rumpf):

a = 5·7 *cm* *a/c* = 5·7
b = 2·8 *cm* *b/c* = 2·8
c = 1·0 *cm* *a/b* = 2·0.

Ein anderes Exemplar Hauers:

a = 6·0 *cm* *a/c* = 5·0
b = 2·8 *cm* *b/c* = 2·3
c = 1·2 *cm* *a/b* = 2·1.

Ein junges Tier:

a = 3·9 *cm* *a/c* = 6·5
b = 1·9 *cm* *b/c* = 3·1
c = 0·6 *cm* *a/b* = 2·0.

Diese Inkonstanz der Involution dürfte aber zum Teil auf die nachträgliche Deformierung durch Druck zurückzuführen sein; sind doch unter allen Exemplaren höchstens vier, die nicht elliptisch ausgezogen sind.

Der Querschnitt der Windungen ist sehr hoch, die größte Breite ist in der Mitte der Umgänge etwas gegen den Nabel zu, bei einem Exemplar von 37 *mm* Durchmesser beträgt sie 6 *mm*. Die Nabelwände sind steil, die Flanken leicht gewölbt, die Längsrinne, von der Hauer spricht, ist eine Verdrückungserscheinung.

Die Verhältnisse der Externseite zeigt schon ein junges Stück (Sammlung Prof. Rumpf). Hier ist die Externseite flach konkav, von zwei scharfen Kielen begleitet. Bei einem Durchmesser von 35 *mm* ist die Rückenfläche 2·5 *mm* breit. Bei älteren Exemplaren scheinen die Kiele Zähne zu tragen.

Die Skulptur des typischen *Pl. syrtale* besteht aus Sichelrippen und drei Reihen von Knoten. Für die *var. Milleri* ist außer der Hochmündigkeit das Zurücktreten der Ornamentik charakteristisch. Bei unseren Stücken fehlen Nabelknoten fast gänzlich, die Mittelreihe tritt nur an einem Stück als flache Anschwellungen der Rippen auf.

Die Skulptur ist mit dem Alter ziemlichen Schwankungen unterworfen. Bei jungen Individuen (Taf. V [II], Fig. 3) treten Anwachsstreifen in Sichelform auf, die außen ziemlich senkrecht zum Rande verlaufen. Parallel zu ihnen entstehen auf der Mitte der Flanken Rippen, meist acht oder neun auf einem halben Umgang; nach hinten fallen sie steil ab, nach vorn gehen sie sanft in die Flanke über. Hart am Rande biegen sie plötzlich in rechtem Winkel um und bilden so einen kräftigen Zahn, der dieselbe Assymetrie zeigt wie die Rippen. Die Knoten beider Flanken sind oft etwas gegeneinander versetzt.

Dieser Skulpturtypus findet sich bei Stücken bis zu 4 *cm* Durchmesser.

Etwas größere Stücke (Taf. V [II], Fig. 2) zeigen noch denselben Querschnitt, die Flächen sind aber vollständig glatt. Die Skulptur besteht nur aus dem Kranze von Zähnen nahe den Externkielen. Sie sind noch immer auf der Hinterseite steiler, verlaufen etwas schräg nach außen. Auf einem halben Umgang zählt man etwa elf solcher Knoten.

Bei alten Individuen (Taf. V [II], Fig. 1) verändert sich der Querschnitt; der Abfall zum Nabel wird flacher, die Flanken gehen gerundet in die Externseite über. Die Anwachsstreifen werden stark, zeigen eine elegante Sichelform und verbinden sich in einem nach hinten offenen Bogen über die Externseite. Der Mundrand ist analog gestaltet. Die Knoten verschwinden auf der Wohnkammer fast ganz. Es treten wieder Spuren von Rippen als flache Wellungen auf.

Bei den meisten Stücken sind keine Loben sichtbar. Es wurde nämlich die Schale, so weit die mit Schlamm ausgefüllte Wohnkammer reichte, ziemlich gut erhalten, die Luftkammern aber sind arg zertrümmert.

Nur bei zwei Stücken (Sammlung Prof. Rumpf) gelang es, Suturen sichtbar zu machen, die interessante Verhältnisse zeigen. (Taf. V [II], Fig. 4.)

Bei dem einen konnten auf einem Windungsdurchmesser von 14 *mm* Stücke von Suturen freigelegt werden. Die Lobenreihen haben einen flach knieförmigen Verlauf. Der Externsattel ist unregelmäßig dreigeteilt, die zwei folgenden Adventivsättel sind schlank, enden in einem runden Blatt, das des ersten hat auf der Außenseite eine schwache Kerbung. Die Loben dazwischen sind gezackt. Es folgt eine Lücke, die ein Element verdecken dürfte. Die folgenden drei Lateralen und Auxiliaren sind breit, niedrig, abgerundet, zweilappig, die Loben dazwischen dreispitzig. Das Stück ist nicht abgewetzt.

Diese Sutur ist fast die eines typischen *Engonoceras, Neum. Uhlig* (Ammoniten der Hilsbildungen). Zum Beispiel stimmt die Lobenlinie von *E. Hilli* (Laßwitz: Die Kreideammoniten von Texas. Geol. u. Pal. Abh. N. F. VI., pag. 13) aus dem Cenoman im Habitus vollständig überein, hat aber vier Adventivsättel. Für *E. Stolleyi* aus dem Turon, dem unsere Art sehr ähnlich sieht, sind zwei bis drei Adventiva angegeben.

Eine wesentlich andere Sutur zeigt das zweite Exemplar. Der Durchmesser der Windung beträgt an der Stelle 13 *mm*. Der Externsattel ist nicht ganz vorhanden. Es folgen zwei schlanke, seitlich gezackte Adventivsättel, deren Kopf ziemlich tief gespalten ist. Es ähnelt dieser Teil der Sutur stark der Zeichnung Schlüter, Pal. 21. T. XV. 5. Fast in der Mitte des ersten Laterallobus erhebt sich nun ein nicht unbedeutender Sekundärsattel; sollte dies die Anlage eines neuen Adventivelementes sein? Die Lateralen und Auxiliaren sind schlanker, aber von demselben Bau wie beim früheren Stück.

Es treten also bei zwei habituell vollständig gleichen Tieren von fast gleichem Alter, aus derselben Schar, die Engonoceraten- und Placenticeratensutur auf. Es zeigt dies, daß unsere Art gerade, der in der oberen Kreide verbreiteten Tendenz zur Vereinfachung der Sutur folgend, im Übergang in das Stadium *Engonoceras* begriffen ist, wie dies schon früher andere Zweige der Gattung *Placenticeras* taten.

Grossouvre beschreibt unter *Pl. syrtale, var Milleri* Formen, welche vollständig mit dem zweiten Altersstadium unserer Stücke übereinstimmen. Die größere Enge des Nabels, $a/c = 7·8$ (bei uns zirka 5·5) hat wenig zu bedeuten, wenn man die allgemeine Veränderlichkeit der Involution bei *Pl. syrtale* beachtet.

Placenticeras syrtale fand sich in der Touraine, Aquitanien, Corbieren in Schichten, welche dem oberen Santonien entsprechen, in Quedlinburg, Algier in demselben Horizonte. In Indien tritt es in der Utatur und hauptsächlich in der *Trichinopoli*-Gruppe (Ober-Turon, Unter-Senon) auf.

In den Ostalpen ist *Pl. syrtale* sonst nicht bekannt. Es liegt zwar im geologischen Museum der Universität Wien ein Exemplar vor, welches als zur Gruppe des *Pl. syrtale* gehörig bestimmt ist. Es stammt aus dem Grabenbachgraben bei Gosau. Es ist verdrückt, aber noch mit der Perlmutterschicht bekleidet. Durchmesser 40 *mm*, Nabelweite 6 *mm*, $a/c = 6{\cdot}7$. Die Nabelwände sind steil, die Flanken flach gewölbt.

Die Externseite ist eine leicht konvexe, ca. 3 *mm* breite Fläche, die sich in scharfen Kanten gegen die Flanken absetzt. Die Ornamentik besteht in sichelförmigen Anwachsstreifen. Dazu kommen hart an der Nabelkante eine Reihe von Knoten. Im äußeren Drittel der Flanken sieht man schwache, gebogene Rippen. Man muß demnach dieses Stück wohl als *Placenticeras Fritschii Gross.* aus dem Coniacien bestimmen.

Die Art des Auftretens von *Pl. syrtale* in der Kainach ist bemerkenswert. Es findet sich nämlich nur in einer dünnen Schicht zusammen mit morschem Treibholz. Es hat den Anschein, als ob eine große, pelagisch lebende Schar an die Küste geworfen wurde und zugrunde ging.

Es läßt sich das unvermittelte Auftreten der Art so fern vom eigentlichen Verbreitungsgebiete wohl nur durch Auswanderung erklären. Es ist bezeichnend, daß es die flache, dem Hochseeleben angepaßte *Var. Milleri* und keine der breiten, stachligen *Var.* von *Pl. syrtale* ist, welche hier auftritt.

Placenticeras cf. Orbignyanum Fritsch.

1872. *Amm. Orbignyanus.* Fritsch und Schlönb. Ceph. der böhm. Kreideformation. pag. 36, T. X. 4, 5, T. XI. 2.

1893. *Pl. Fritschii.* Grossouvre, L. amm. d. l. Craie superieure. pag. 124, Taf. V. 1, 2.

1900. *Pl. Orbignyanum.* Sturm, Verst. von Kieslingswalde. Jahrb. d. k. preuß. Landesanstalt. XXI, pag. 58, T. III. 4.

Ein Bruchstück von einem Exemplar gefunden an der Straße von Bartholomä nach Stallhofen, unmittelbar unter der ersten Hippuritenbank. Der Durchmesser der ersten Windung beträgt 2·3 *cm*, der des Nabels 9 *mm*. Die Flanken sind leicht gewölbt, die größte Dicke liegt an der Nabelkante 9 *mm*. Die Externseite ist flach konkav, 2 *mm* breit, von zwei scharfen Kielen ohne jegliche Zähnelung begleitet. Skulptur und Sutur ist keine zu sehen.

Die Bestimmung des Stückes ist wegen der Differenzen in der Artdefinition schwierig.

Grossouvre gibt als Unterschied von *Pl. Fritschii* gegen *Pl. syrtale* außer der größeren Konvexität der Flanken, der Verschiedenheit von Skulptur und Sutur, wovon bei uns nichts zu sehen ist, noch die Beschaffenheit des Rückens an.

Dieser sei bei *Pl. syrtale* konkav, bei *Pl. Fritschii* leicht konvex. Demnach würde unser Stück zu *Pl. syrtale* gehören.

Sturm dagegen charakterisiert *Pl. Orbignyanum* als ein flaches *Placenticeras* mit schwacher oder fehlender Skulptur, dessen Rücken von zwei Kielen ohne Knoten begleitet wird, was bei unserem Stück zutrifft.

Pl. Orbignyanum ist bezeichnend für Coniacien, Priesener Schichten, Kieslingswalde, dagegen *Pl. syrtale* für Santonien.

Pachydiscus neubergicus v. Hauer.

1858. *A. neubergicus.* Hauer, Beitr. zur Paläontographie von Österreich. pag. 12. T. II. 1—3, T. III. 1, 2.

1893. *P. neubergicus.* Grossouvre, L. amm. d. l. Cr. sup. pag. 207, T. XXVI. 3, T. XXX. 4, T. XXXVIII. 3.

Ein Stück aus der Sammlung der Mont. Hochschule Leoben mit der Fundortangabe: „Kainach, Steiermark". Der Erhaltungszustand ist außerordentlich dem von Krampen bei Neuberg ähnlich. Es ist elliptisch verquetscht, Breitendurchmesser etwa 4·5 *cm*, Nabelweite gegen 1 *cm*. In Skulptur und Lobenzeichnung ein typischer *P. neubergicus*.

P. neubergicus tritt stets in sehr hohen Horizonten der Gosau (*Bel. quadrata*) auf.

Scaphites aquisgranensis Schlüter.

1872. *Sc. aquisgranensis.* Schlüter, Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. Pal. 21, pag. 81, T. XXIV. 7—9.

1889. *Sc. aquisgranensis.* Holzapfel, Die Mollusken der Kreide von Aachen. Pal. 33, pag. 61, T. V. 2.

1893. *Sc. aquisgranensis.* Grossouvre, L. amm. d. l. Cr. sup. pag. 246, T. XXX. 3, 4, 6.

Vier Stücke aus der Sammlung Prof. Rumpf, teils aus Hemmerberg, teils aus dem Forste Piber N.

Das größte Stück hat die Länge von 17 *mm*, davon kommen auf den eingerollten Teil 8 *mm*.

Der Haken ist zuerst ziemlich geradlinig, biegt dann scharf schräg zurück.

Die Skulptur besteht auf dem eingerollten Teil aus scharfen Rippen, auf dem Haken aus zwei Reihen von Knoten, an der Innenseite zählt man sieben, auf der Externseite über zwölf. Gegen den Mundrand verschwindet die Skulptur.

An einem Exemplar findet man auch Loben. Die erste Scheidewand liegt knapp außerhalb des Ablösungspunktes. Der Externsattel ist breit, dreispitzig, der erste Laterallobus zweigeteilt, darauf folgt ein zweilappiger Sattel. Die folgenden Elemente sind undeutlich.

Ein Stück zeichnet sich durch den Besitz eines *Aptychus* aus. Seine Länge ist 6 *mm*, die Breite des einen Flügels 4 *mm*. Die äußere Begrenzung ist bogenförmig, die beiden anderen Kanten stehen senkrecht aufeinander.

Die Skulptur des *Aptychus* besteht aus schmalen, scharfen konzentrischen Rippen. Das Zentrum liegt am unteren Ende der Harmonielinie. Der *Aptychus* befindet sich zusammengeklappt noch in der natürlichen Lage vor der Mündung.

Sc. Aquisgranensis kommt im unteren Campanien von Frankreich und Aachen vor.

Scaphites Arnaudi Gross.

1893. *Sc. Arnaudi.* Grossouvre, L. amm. d. l. Cr. sup. pag. 242, T. XXX. 8.

Ein Stück aus der Sammlung der Mont. Hochschule Leoben von den Schleifsteinbrüchen in Hemmerberg.

Die Länge des Exemplars ist 30 *mm*, die Breite 20 *mm*, Nabelweite 7 *mm*. Das Tier war noch nicht ausgewachsen, der letzte Umgang löst sich erst am Mundrand etwas ab.

Die Skulptur besteht aus Sichelrippen, gegen sechzehn auf einem halben Umgang. Sie entstehen an der Nabelkante ziemlich stark in einem kurzen nach vorn offenen Bogen, wenden sich dann zurück und verbinden sich dann in einer Kurve nach vorn über dem Rücken. Zwischen diese Hauptrippen schaltet sich im äußeren Drittel der Flanke je eine Nebenrippe ein. Auf der Wohnkammer fehlt die Skulptur. Es kommt dies vielleicht daher, daß das Stück ursprünglich hier freilag.

Am Mundrand zeigen sich wieder Rippen, aber ohne die Sichelform. Er ist ganz gerade ohne Ohren, es ist eben ein noch nicht ausgewachsenes Tier.

Das Exemplar stimmt gut mit der Beschreibung Grossouvres überein, nur sind bei diesem die Rippen am Nabelrande oft als Zähne entwickelt, wie sich auch auf der Flanke oft Knoten zeigen. *Sc. auritus Schlüter* zeigt die Sichelform der Rippen viel weniger, die Teilung erfolgt früher. Gemeinsam beiden Arten ist die für einen Scaphiten bedeutende Nabelweite.

Sc. Arnaudi ist in Frankreich aus dem mittleren Coniacien von Aquitanien bekannt.

Scaphites auritus Fr. u *Schl.*

1872. *Sc. auritus.* Fritsch und Schlönbach, Cephalopoden der böhmischen Kreide. pag. 44, T. XIII. 9, 11, 14, 15, T. XIV. 12.

1872. *Sc. auritus.* Schlüter, Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. Pal. 21, pag. 77, T. XXIII. 1—5.

1893. *Sc. Fritschii.* Grossouvre, L. amm. d. l. Cr. sup. pag. 243.

1895. *Sc. Fritschii.* Jahn, Einige Beiträge zur Kenntnis der böhmischen Kreideformation. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1895, pag. 134, 135.

Mehrere Exemplare meist vom Forst Piber N. aus der Sammlung Prof. Rumpf. Das größte Stück ist 17 *mm* lang, 10 *mm* breit, kaum aufgerollt. Der Nabel ist bei ihm ziemlich klein, bei den anderen weiter. Die Verzierung besteht aus einer Anzahl scharfer Rippen, zwischen die sich auf der äußeren Hälfte des Umganges zwei oder drei kurze einschieben. Bei einem Exemplar schwellen die Hauptrippen an der Einschaltungsstelle zahnartig an.

Daß größte Stück zeigt, obwohl der Haken noch nicht ausgebildet ist, einen typischen Mundrand. Schon einige Zeit früher treten an die Stelle der starken Rippen feine, runzelartige. Der Mundrand zeigt einen Kragen mit einem kräftigen Ohransatz auf der inneren Windungshälfte.

Man würde dieses Stück nach seiner geringen Nabelweite eher für einen *Sc. Geinitzi* halten, doch zeigt es die für *Sc. auritus* typischen Ohren.

Sc. auritus tritt in Böhmen in den Priesener Schichten, Coniacien oder Senon auf.

Scaphites hippocrepis Mort.

1876. *Sc. Cuvieri.* Schlüter, Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. Pal. 24, pag. 162, T. XLII. 1—5.

1887. *Sc. hippocrepis.* Holzapfel, Die Mollusken der Aachener Kreide. Pal. 34, pag. 62, T. V. 2.

1893. *Sc. hippocrepis.* Grossouvre, L. amm. d. l. Cr. sup. pag. 244, T. XXXII. 2, 3, T. XXXV. 6, T. XXXVII. 3.

Zwei Exemplare aus der Sammlung Prof. Rumpf, eins von Hemmerberg, eins vom Forst Piber N. Sie sind etwa 2 *cm* lang, stark verquetscht. Die Spirale hat den Durchmesser von 1 *cm*, an ihr ist die Skulptur verwischt. Der Haken ist kurz. Er ist verziert an der Kante von Flanke und Externseite mit einer Reihe radial etwas in die Länge gezogener Knoten. Auch an der Innenkante stehen ein oder zwei radialer Knoten. Die Externseite ist mit scharfen feinen Rippen, drei auf den Zwischenraum zweier Knoten bekleidet.

Das Profil des Mundrandes, der von einer schwachen Einschnürung umgeben ist, ist flach S-förmig.

Das eine Stück besitzt einen *Aptychus*. Dieser liegt nach hinten zusammengeklappt vor der Mündung. Die Harmonielinie ist 6 *mm* lang, die Breite des einen Flügels 3·5 *mm*. Es geben diese Maße eine Vorstellung vom Querschnitt der Windungen des später stark flachgedrückten Exemplars. Harmonielinie und untere Kante stehen senkrecht aufeinander, die äußere Begrenzung ist ein Bogen, dem die Anwachsstreifen, scharfe Furchen mit flachen Rücken dazwischen, parallel laufen.

In fast allen Beschreibungen von Arten aus der Familie des *Sc. Geinitzii* ist erwähnt, daß die Knoten senkrecht auf den Radius in die Länge gezogen seien, was bei unserer Form nicht zutrifft. Doch zeigt eine Abbildung bei Schlüter (l. c. 1) deutlich die eine radiale Erstreckung derselben.

Sc. hippocrepis tritt im oberen Senon von Frankreich und Norddeutschland auf.

Baculites cf. anceps Lam.

1841. *B. anceps.* D'Orbigny, Pal. fr. terr. cret. I. pag. 565, T. 139. 1—7.

Zahlreiche Stücke, teils von Hemmerberg, teils vom Forste Piber N, eines von der Straße zwischen Afling und Kainach.

Die Exemplare sind stark verdrückt, teils spitz konisch, teils zylindrisch.

Von der Skulptur sieht man nur bei einigen Stücken Anwachsstreifen. Diese bilden einen nach vorn offenen Bogen, reichen aber an der Siphonalseite bedeutend weiter als am Rücken. Die Mündung, an einem Stück sichtbar, ist den Anwachsstreifen parallel. Das Ende der Wohnkammer ist ein wenig gegen die Dorsalseite gekrümmt, eine Erscheinung, die auch bei anderen Baculiten gefunden wurde.

Diese Baculiten sind deshalb interessant, weil in der unmittelbaren Nähe der Mündung einiger Exemplare Aptychen gefunden wurden.

Die Harmonielinie eines derselben ist 7 *mm* lang, der eine Flügel 3 *mm* breit, die Außenkanten bilden eine Kurve, so daß der aufgeklappte *Aptychus* ein Eirund bildet, was gut zur Mündung von *Baculites* paßt. Es finden sich scharfe Anwachsstreifen parallel dem Außenrande. Dort, wo die beiden Flügel aufgeklappt an der Harmonielinie übereinandergreifen, findet sich an der Innenseite eines Stückes eine deutliche Krenelierung.

Ein isolierter schöner *Aptychus* vom Forst Piber N stimmt vollständig mit den beschriebenen überein.

Unter den Aptychen, die als *A. cretaceus* zusammengefaßt werden (Geinitz: Das sächsische Elbtalgebirge. Pal. 20/2, pag. 143, T. XXXV. 5, 6, 7, 8), und die als Aptychen von Scaphiten angesehen werden, finden sich solche, die tatsächlich unseren Scaphiten-Aptychen vollkommen gleichen, als auch solche von ovalem Umriß, die Geinitz dem *Sc. Geinitzii* zuweist, aber ganz mit unseren Baculiten-Aptychen übereinstimmen.

Baculites incurvatus Duj.

1840. *B. incurvatus.* D'Orbigny, Pal. fr. terr. cr. I. pag. 564, T. 139. 8—10.
1872. *B. incurvatus.* Fritsch und Schlüter, Cephalopoden der böhmischen Kreide. pag. 51, T. XIII. 21.
1876. *B. incurvatus.* Schlüter, Cephalopoden der oberen deutschen Kreide, Pal. 24, pag. 143, T. XXXIX. 6, 7, T. XL. 3.
1887. *B. incurvatus.* Holzapfel, Die Mollusken der Kreide von Aachen. Pal. 34. pag. 61, T. IV. 5, 6, T. V. 10.

Ein Bruchstück vom Forst Piber N (Sammlung Prof. Rumpf). Es ist flachgedrückt 11 *mm* breit. Die Anwachsstreifen haben ähnliche Form wie bei *B. anceps.* Auf der Flanke findet man in der Nähe der Antisiphonalseite eine Reihe konischer Knoten. Ihr Abstand ist 9 *mm.*

B. incurvatus findet sich in Deutschland im Emscher, in der Quadratenkreide, Kieslingswalde, in Böhmen in Chlomek. in Frankreich in der Touraine.

Zum Schluß ist es mir eine angenehme Pflicht, den Förderern meiner Arbeit meinen innigsten Dank auszusprechen, insbesondere meinem hochverehrten Lehrer, Prof. V. Uhlig, Herrn Prof. Rumpf aus Graz, der mir seine reichhaltige Sammlung zur Verfügung stellte, Herrn Hofrat Dr. E. Tietze wegen Überlassung der Originale Hauers aus der Sammlung der k. k. geol. Reichsanstalt, Herrn Prof. Redlich für Fossilien aus der Sammlung der k. k. Mont. Hochschule Leoben.

Die Gauverwandtschaft der Gesteine der Brünner Intrusivmasse.

Von **Conrad von John** und **Franz E. Suess.**

Mit einer Tafel (Nr. VII) und einer Zinkotypie im Text.

Über die verschiedenen Gesteine, welche die Brünner Intrusivmasse zusammensetzen und deren Verbreitung wurde bereits vor einigen Jahren ein vorläufiger Bericht erstattet[1]. Die chemische Analyse der bezeichnenden Haupttypen, nämlich der Granite (resp. Granitite), der Diorite, des Hornblendits und des Uralitdiabases soll nun Aufschluß geben über die Stellung des Batholiten im chemischen Systeme[2]. Von einer Analyse des femischen Endgliedes der Differentiation, des Serpentins von Mödritz konnte abgesehen werden, da von ihr nähere Aufschlüsse über die Gauverwandtschaft der Gesteine nicht zu erwarten sind und überdies das Gestein in den wenigen vorhandenen Aufschlüssen stark zersetzt ist. Auch die mannigfachen Hanggesteine wurden vorläufig außeracht gelassen.

Es sei vorausbemerkt, daß vollkommen frisches Gesteinsmaterial in dem näher untersuchten südlichen Teile der Intrusivmasse nicht zu gewinnen ist; selbst nicht in den zahlreichen großen Steinbrüchen der Umgebung von Brünn und von Kanitz. Proben, in denen die kalkreichen Kerne der Plagioklase noch gänzlich ungetrübt sind und in denen Biotit und Hornblende frei sind von Anzeichen beginnender Umwandlung in Chlorit, dürften kaum zu finden sein. Diese Erscheinung ist eine Folge der hochgradigen mechanischen Beeinflußung des Batholitens, die allenthalben in den zahlreichen Kluftflächen und Quetschzonen sowie an den häufigen Äderchen und Kluftausfüllungen von Epidot und Calcit erkannt wird.

Granitit und Diorit zeigen bei gleicher Korngröße ähnliche Strukturen. Nur unter den Dioriten der südlichen Gebiete bei Kanitz und Eibenschitz findet man sehr feinkörnige Gesteine. Die Abarten, welche sich durch relative Menge der Bestandteile, Korngröße und Farbe von einander unterscheiden, lassen unter dem Mikroskop

---

[1] Franz E. Suess, Vorläufiger Bericht über die geologische Aufnahme im südlichen Teile der Brünner Eruptivmasse. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1903, pag. 381.

[2] Die Analysen wurden von C. v. John, die Berechnung und Diskussion von F. E. Suess durchgeführt.

stets ähnlichen Mineralbestand erkennen und es sind keine wesentlichen chemischen Verschiedenheiten zu erwarten.

Die Diorite sind teilweise sicher älter als die granitischen Gesteine, denn in den Felsen zwischen Eibenschitz und Kanitz sind viele eckige Dioritblöcke rings umschlossen von Granitit und ausgedehnte Schollen von schiefrigem oder massigem Diorit werden in der mannigfachsten Weise von Granitgängen und Adern durchtrümmert.

In bezug auf die Struktur finden sich, namentlich in den Granititen, alle bezeichnenden Einzelheiten wieder, welche durch Beckes Beschreibung der Tonalite der Riesenferner allgemein bekannt geworden sind [1]; die idiomorphen Plagioklase mit Zonenstruktur und häufigen basischen Rekurrenzen, der xenomorphe Mikroperthit mit Myrmekitzapfen an den Rändern, Quarzkörner in größeren Gruppen zu Quarzlakunen angereichert und Biotit manchmal in Form kurzer sechsseitiger Säulchen.

In den nördlichen Gebieten führt ein Übergang zum Amphibolgranitit, Quarzglimmerdiorit und Quarzdiorit. Quarzfreie Diorite sind im allgemeinen selten.

Der Hornblendit zeigt meist deutliche Parallelstruktur, welche durch die gleichsinnige Stellung der Hornblendesäulchen hervorgerufen wird. Im Uralitdiabas sind die Reste ophitischer Struktur sehr gut kenntlich, wenn das Gestein nicht durch mechanische Umwandlung chloritisch-schiefrig geworden ist. Diese beiden Gesteine nehmen in der Natur eine abgesonderte Stellung ein und es gelang nicht Übergänge zwischen denselben noch solche zum Diorit nachzuweisen.

Analysen.

1. Granitit, großer Steinbruch bei Königsfeld: grobkörnig, licht grünlichgrau und fleischrot, gefleckt mit einzelnen kleinen, intensiv roten Fleckchen, die von zersetzten Erzen herrühren. Mikroperthit, Quarz, Plagioklas (Oligoklas), einzelne Biotitschüppchen, zum Teil choritisiert und wenige kleine und unregelmäßige Körnchen von lebhaft grüner Hornblende. Titanit, Apatit, Zirkon und Erze.

2. Granitit, Steinbruch Deutsch-Branitz: mittelkörnig, lichtgrau bis weiß; Quarz, Orthoklas, (Mikroperthit), Plagioklas (Oligoklas-Andesin bis sauerer Oligoklas), vereinzelte unregelmäßige Biotitschuppen, zum Teil chloritisiert. Titanit, Apatit, Erze.

3. Amphibolgranitit, Steinbruch beim Bahnhofe Blansko: grobkörnig, hell-buntes Gestein, blaßgrünliche Plagioklase, blaß fleischrote Orthoklase, größere, graue Quarzkörner, isoliert eingestreut kleine schmale Hornblendesäulchen und dunkelgrünliche Biotitschuppen. Pyrit- und Titanitkörner bis 2 *mm* Größe. U. d. M. Plagioklas (ziemlich zersetzt), Quarz, undulös, Orthoklas (meist ohne deutliche perthitische Faserung), lebhaft gefärbte Hornblende und Biotitschüppchen, beide zum Teil chloritisiert. Titanit, Apatit, Erze.

---

[1] Tschermaks Mineral. Mitteil. Bd. XIII, 1892, pag. 379.

4. Quarzglimmerdiorit. Steinbruch bei Kanitz, rechtes Ufer der Iglawa: mittelkörnig. Plagioklas (Labrador-Andesin bis basischer Oligoklas). Hornblende lauchgrün bis bräunlichgrün $c—c = 16^0$. Biotit zum Teil chloritisiert. Quarz. (Orthoklas-Spuren) Titanit, größere Gestalten und Skelette. Häufige Apatitnädelchen. Pyrit und andere Erze.

5. Diorit. Deutsch-Branitz: feinkörnig. Mineralogische Zusammensetzung wie 4. Quarz nur ganz vereinzelt.

6. Hornblendit. Schöllschitz: dunkelgrün, fast schwarz, feinkörnig, etwas schiefrig; besteht fast ausschließlich aus Hornblende ($c—c$ $15 = 18^0$) vereinzelte Chloritschüppchen und Epidotkörnchen sekundär.

7. Uralitdiabas. Brünn, Erzherzog Rainer-Straße: matt, dunkelgrün, feinkörnig. Ophitstruktur: faserige, bräunliche Hornblende, mit spärlichen Augitresten, schmale Leisten von Oligoklasalbit (Pseudomorphosen nach kalkreichem Plagioklas). Titaneisen als Pseudomorphose nach Titanit, spärlich Äderchen von Calcit und Epidot.

	Granitit			Diorit		Hornblendit	Uralitdiabas
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	68·22	70·02	62·20	54·39	47·10	46·56	50·86
TiO_2	Spur	Spur	Spur	Spur	0·36	Spur	Spur
Al_2O_3 . . .	16·58	16·52	19·50	17·96	20·40	13·04	14·32
Fe_2O_3 . . .	1·86	0·41	3·56	2·91	3·47	2·83	5·03
FeO	3·01	2·69	2·88	6·29	7·86	9·92	6·77
MnO . . .	Spur	Spur	Spur	0·24	Spur	0·16	0·14
MgO . . .	0·56	1·04	1·55	4·43	5·62	15·31	5·93
CaO	2·40	3·86	4·36	7·96	9·41	10·10	9.44
Na_2O . . .	3·19	3·49	3·35	2·40	2·74	1·13	3·49
K_2O	2·78	1·78	2·37	1·80	1·37	0·45	1·18
P_2O_5	0·42	0·47	0·38	0·59	0·29	0·25	0·62
S	Spur	0·13	Spur	0·10	0·045	0·003	0·054
Glühverlust .	1·16	0·41	1·04	1·14	1·68	0·42	2·80
	100·18	100·82	101·19	100·21	100·345	100·173	100·694

1. Berechnung nach Osann.

Molekularprozente:

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	75·52	75·54	68·61	59·41	52·22	46·55	55·15
Al_2O_3 . . .	10·79	10·49	12·65	11·54	13·20	7·66	9·13
FeO	4·32	2·75	5·60	8·18	10·10	10·39	10·12
MnO . . .	—	—	—	0·22	—	0·14	0·13
MgO . . .	0·93	1·68	2·56	7·22	9·30	22·96	9·73
CaO	2·85	4·46	5·16	9·38	11·16	10·82	10·97
Na_2O . . .	3·42	3·64	3·57	2·53	2·92	1·09	3·66
K_2O . . .	1·98	1·22	1·67	1·25	0·97	0·29	0·81
P_2O_5 . . .	0·20	0·20	0·18	0·27	0·13	0·10	0·28

Typenformeln:

	S.	A.	C.	F.	$+ Al_2O_3$	a a_1	c c_1	f f_1	n	k k_1	Atomzahlen[1] *Si*	Sättigungsgrenze
1	75·52	5·40	2·85	5·25	2·54	8 — — 9·9	4·2 — — 3·5	7·8 — — 6·6	6·3	1·74 — — 1·29	64·89	55 — — 55·7
2	75·54	4·86	4·46	4·13	1·17	7 — — 8	6·5 — — 6	6·5 — — 6	7·5	1·77 — — 1·62	65·37	53·2 — — 54
3	68·61	5·24	5·16	8·16	2·25	5·6 — — 7·2	5·6 — — 4·9	8·8 — — 7·9	6·8	1·37 — — 1·08	58·12	53 — — 53·8
4	59·41	3·78	7·76	17·24	—	2·6 —	5·4 —	12·0 —	6·6	1·07 —	51·39	49·9
5	52·22	3·89	9·31	21·10	—	2·3 —	5·4 —	12·3 —	7·5	0·84 —	44·27	49·7
6	46·55	1·38	6·28	38·03	—	0·6 —	2·7 —	16·7 —	8	0·79 —	42·71	49·5
7	55·15	4·47	4·66	26·29	—	2·5 —	2·6 —	14·9 —	8·2	0·89 —	48·43	52

Der hohe Tonerdeüberschuß in den Gesteinen 1—3 rührt offenbar von der Zersetzung der Gesteine her, und es geht im vorliegenden Falle wohl nicht an, diese hohen Werte nach der Methode von Osann mit dem Werte F zu vereinigen[2]. Unter der Annahme, daß das Gestein durch Zersetzung eine dem Tonerdeüberschuß äquivalente Menge von Alkalien verloren hat, wurde eine doppelte Berechnung der Werte a, c, f durchgeführt: 1. mit Vernachlässigung des Tonerdeüberschusses und 2. mit Einbeziehung desselben in die Alkaliensumme[3]. Es ergeben sich hieraus zwei verschiedene Verhältnisse ($a : c : f$ und $a_1 : c_1 : f_1$), welchen zwei verschiedene Punkte im Osannschen Dreiecke entsprechen. Die Linie, welche beide Punkte verbindet, trifft verlängert den Punkt A und die Entfernung beider Punkte voneinander entspricht dem Tonerdeüberschusse; der dem

[1]) Dieser Wert wurde in Atomzahlen berechnet, um den Vergleich mit den von Becke ebenfalls in Atomzahlen berechneten *Si*-Ordonaten der Andes- und Mittelgebirgsgesteine zu erleichtern. Da das *Si*-Sättigungsniveau eines Gesteines durch die Lage des Analysenortes im Osannschen Dreiecke gegeben ist, läßt dasselbe sich sehr einfach aus den Werten a, c, f berechnen und zwar nach der Formel:

$$Si\text{-Sättigungsgrenze (Atomszahl)} = \frac{6a + 2c + f}{10a + 5c + 2f}.$$

Wegen: $a + c + f = 20$, kann diese Formel noch vereinfacht werden.

[2]) A. Osann, Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine Tscherm. Min. Mittlgen. Bd. XIX, pag. 350; XX, pag. 397; XXII, pag. 322 u. 403.

[3]) Ich folge hierin dem Beispiele von M. Stark. Die Gesteine Ustica's und die Beziehungen derselben zu den Gesteinen der liparischen Inseln. Tscherm. Min. Mittlgen. Bd. 23, 1904, pag. 469.

Eckpunkte *A* näher liegende Punkt soll den Analysenort des unzersetzten Gesteines annähernd vergegenwärtigen. Die Berechnung ist insofern willkürlich, als ein unbestimmter Teil des Tonerdeüberschusses dem Calcium zuzuweisen wäre. Würde man nach dem Verfahren, welches Milch für einige Granite des Riesengebirges angewendet hat, den Tonerdeüberschuß gleichmäßig auf die Oxyde der Alkalien und des Kalkes verteilen, so ergäbe sich ein Analysenort der dem ersten um ein Drittel näher gerückt ist; die Verbindungslinie zwischen beiden wäre nicht mehr auf *A* gerichtet, sondern um 20° nach der Richtung auf den Eckpunkt *C* verdreht.

Auch für die Quozienten *k* und für die auf Tafel VII dargestellten Sättigungsordinate der *Si*-Atome ergeben sich natürlich verschiedene Werte je nachdem die überschüssige Tonerde vernachläßigt oder den Alkalien zugezählt wird.

Die Verteilung der Analysenpunkte 1—6 im Osannschen Dreiecke (Taf. VII) läßt auf eine Zusammengehörigkeit der Gesteine zu einem Stammmagma oder auf ihre Gauverwandtschaft schließen. Die Punktgruppen der granitischen Gesteine (1—3), der Diorite (4 und 5) und der Analysenort des Hornblendits (6) sind in einem bogenförmigen Streifen angeordnet, der über der Seite *A*—*F* als Sehne gegen den Punkt *A* zuläuft, eine Verteilung, die auch bei anderen Gruppen zusammengehöriger Gesteine beobachtet wird und die nach Becke von der Theorie der Differention der Magmen gefordert wird [1]. Der Analysenort der Serpentins von Mödritz würde am meisten dem Punkte *F* genähert sein und den Bogen nach dieser Richtung ergänzen.

Der Analysenort des Uralitdiabas (7) ist abseits gelegen. Dieses Gestein liegt neben unterdevonischen Quarzkonglomeraten in einer NS streichenden Grabenversenkung zwischen den granitischen Gesteinen. Es läßt sich nach einer Analyse schwer entscheiden, ob man auch dieses Ergußgestein von den umliegenden Maßengesteinen ableiten kann; möglicherweise würde eine größere Zahl von Analysen die Lücke zwischen diesem Analysenorte und jenen der Diorite ausfüllen. Die Voraussetzung Beckes, daß die Analysenorte der als Tiefengesteine erstarrten Restmagmen näher der Linie *A*—*F* liegen sollten, als die abgespaltenen Ergußgesteine, würde in diesem Falle nicht zutreffen [2]. Wegen des Auftretens der Hornblendite in der geradlinigen Fortsetzung des Grabens der Diabase, wurde bei früherer Gelegenheit die Möglichkeit erwogen, daß erstere aus diesen durch Kontaktmetamorphose hervorgegangen seien [3]. Die Analysen bieten aber keinen Anhaltspunkt zugunsten dieser Annahme.

Die Kurve der Analysenorte im Osannschen Dreieck fällt nahe zusammen mit jener der Eruptivgesteine der amerikanischen Andes und es ergibt sich die Zugehörigkeit zur pazifischen Sippe der Eruptivgesteine, welche vorwiegend die gefalteten Kettengebirge be-

---

[1] F. Becke, Die Eruptivgebiete des böhmischen Mittelgebirges und amerikanischen Andes. Tscherm. Min. Mittlgen. N. F. Bd. XXII. 1903, pag. 209.

[2] l. c., pag. 243.

[3] Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 149.

gleitet, im Gegensatze zu der an die große Region der Schollenbrüche und Gräben gebundenen atlantischen Sippe. Auch den hohen Kieselsäuregehalt — stets weit über der Sättigungsgrenze gelegen — haben die salischen Glieder dieser Gruppe mit denen der Andes gemein. Mit der Annäherung an das femische Ende der Reihe und mit der Abnahme des Kieselsäuregehaltes überhaupt treten diese Unterschiede zwischen den beiden Gesteinssippen immer mehr zurück.

Die Analysen 1—3 sind Granite mit nicht unbeträchtlichem Quarzgehalte, die sich durch hohen Plagioklasgehalt den Dioriten nähern. In ihre unmittelbare Nähe fällt der Analysenort des Haupttypus der Riesengebirgsgranitite ($s_{77·22}$, a_9, $c_{4·5}$, $f_{6·5}$, $n_{5·7}$), welche Milch zur sauren Abteilung der Monzonitreihe Bröggers, zu den Adamelliten stellt[1]). Die häufigeren Riesengebirgsgranittypen gruppieren (Punkt 12—14) sich zwischen die Analysenorte der Brünner Granite, und es ist selbstverständlich, daß die weniger verbreiteten aplitischen Fazies (Nr. 19—22) mehr gegen den Eckpunkt *A*, die plagioklasreichen Fazies und basischen Schlieren teils gegen den Eckpunkt *C* und teils gegen die Richtung der Gabbros und Diorite vorgeschoben sind (Nr. 15—18, 23—27); die biotitreichen Fazies (Nr. 23, 24) liegen im Innern der Kurve, etwas näher der Linie *A*—*F*. Es ist hervorzuheben, daß Gesteine von so hohem Gehalte an zweiwertigen Metallen wie die Brünner Diorite im Riesengebirge nicht auftreten.

Nach der Osannschen Klassifikation nähern sich die hornblendeführenden Gesteine von Königsfeld und von Blansko am meisten dem Diorit- oder Tonalittypus Brixen mit der Formel: ($s_{77·5}$, a_7, $c_{4·5}$, $f_{8·5}$), der Biotitgranit von Deutsch-Branitz dagegen mehr dem Granittypus Melibocus (s_{76}, $a_{9·5}$, c_5, $f_{5·51}$), doch ist der Kieselsäuregehalt unserer Gesteine etwas geringer.

Der bei Vernachlässigung des Tonerdeüberschusses erhaltene Analysenort des Granitits von Deutsch-Branitz fällt zusammen mit Typus Dorseys Run ($s_{69·5}$, a_7, $c_{6·5}$, $f_{6·5}$).

Ferner gruppieren sich um die Brünner Granitite, die Osannschen Diorittypen Val Moja (Tonalit) (s_{74}, $a_{6·8}$, c_7, $f_{6·5}$) und Avio-See (Tonalit) ($s_{71·5}$, $a_{4·5}$, $c_{6·5}$, f_9).

Die vorliegenden Diorite nähern sich in den chemischen Verhältnissen bereits den Gabbros. Hier wäre zunächst zu verweisen auf den Diorittypus Schwarzenberg (s_{57}, a_3, $c_{4·5}$, $f_{12·5}$) und in dieser Gruppe insbesondere auf den Hauptvertreter auf den Amphibolbiotitdiorit von Schwarzenberg (Vogesen). Im nächsten steht der dem Gabbrotypus Sulitelma ($s_{52·6}$, $a_{2·5}$, $c_{4·5}$, f_{13}) angehörige Norit von Ivrea ($s_{54·7}$, $a_{2·5}$, c_5, $f_{12.5}$).

Diabase von ähnlicher Zusammensetzung wie der Brünner Diabas sind recht verbreitet. Dieser fällt zum Osannschen Typus Halleberg ($s_{54·9}$, $a_{2·5}$, c_2, $f_{15·5}$) mit niederem Kieselsäurequozienten und großer chemischer Verwandtschaft zu vielen Basalten (zum Bei-

---

[1]) L. Milch, Über Spaltungsvorgänge in granitischen Magmen nach Beobachtungen im Granit des Riesengebirges. Rosenbusch-Festschrift, Stuttgart 1906, pag. 127.

spiel Typus Kilauea ($s_{55·5}$, $a_{2·5}$, c_3, $f_{14·5}$). In chemischer sowie auch in mineralogischer Hinsicht sind sie nahe verwandt den devonischen Diabasgesteinen des Rheinischen Schiefergebirges [1]); zum Beispiel dem oberdevonischen Intrusivdiabas ($s_{56·4}$, a_3, $c_{1·5}$, $f_{15·5}$, $n_{8·5}$) und Gangdiabas von Hartenrod ($s_{55·5}$, a_3, c_2, f_{15}, $n_{8·3}$).

Der Hornblendit von Schöllschitz besitzt unter den von Osann angeführten Gesteinen seine nächsten chemischen Verwandten in den sehr basischen, feldspatarmen Gabbros vom Typus Molkenhaus ($s_{46·2}$, a_1, c_2, f_{17}). [Bronzit-führender Olivingabbro von Molkenhaus, Harz ($s_{48·1}$, a_1, $c_{2·5}$, $f_{16·5}$, $n_{7·7}$,) und Olivingabbro Big Timber Creek, Crazy Mountains, Montana ($s_{44·32}$, $a_{0·5}$, c_2, $f_{17·5}$, $n_{7·6}$)]. In die unmittelbare Nähe fällt auch der Analysenort des Olivingabbro von Harzburg von Harz. (Osann, Analysen der Eruptivgesteine aus den Jahren 1884—1900. Stuttgart 1905, Nr. 540), dessen Formel sich folgendermaßen berechnet: $s_{48·4}$, $a_{1·1}$, $c_{2·8}$, $f_{16·1}$, $n_{7·8}$. Keines dieser Gesteine deckt sich aber mit vorliegenden, sie besitzen alle etwas größere Werte für a im Verhältnis zu c [2]).

2. Berechnung nach Cross, Iddings, Pirsson, Washington [3]).

Beim Versuche, die Analysen dem amerikanischen chemisch-mineralogischen System einzuordnen, stört die Unfrische der Gesteine

---

[1]) R. Brauns, Die zur Diabasgruppe gehörigen Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges. Sitzungsber. d. kgl preuß. Akad. d. Wissensch. phys.-mat. Kl. XXX, 1905, pag. 630.

[2]) Der Vollständigkeit halber sei hier noch eine ältere Analyse des „Syenits" von Blansko, von Streng angeführt, welche ich der Osannschen Abhandlung entnehme. (Tschermaks Miner. Mitteil., Bd. XIX, 1900, pag. 456, Nr. 74 aus Pogg. Annalen, 1853.)

Molekularzahlen:

SiO_2	66·79
Al_2O_3	8·64
FeO	6·45
MnO	0·30
MgO	5·40
CaO	6·82
Na_2O	3·97
K_2O	2·33
P_2O_5	0·26

Typenformel:

S.	A.	C.	F.	a	c	f	n	k	Atomzahlen Si	Sättigungsgrenze
66·79	5·60	3·04	15·93	4·5	2·5	13	5·8	1·18	58·5	53·9

Die betreffenden Punkte sind auf Tafel VII eingetragen; doch glaube ich von einer näheren Diskussion absehen zu können, da sich erfahrungsgemäß Analysen älteren Datums oft nicht gut mit den Resultaten neuerer Untersuchungen vergleichen lassen.

[3]) A Quantitative chemico-mineralogical Classification and Nomenclature of Igneous rocks. Journal Geology. Chicago 1902, pag. 555.

in noch höherem Grade als bei der Berechnung nach Osann. Die Berechnung des Tonerdeüberschusses als Korund nach diesem System kann zur Folge haben, daß das frische Gestein in einen anderen Rang und Subrang fällt als das unfrische; ja, wenn man den Tonerdeüberschuß nach dem Verfahren von Milch u. a. aus den Alkalien und Kalk ergänzen würde, könnte, da die Alkalifeldspäte eine größere Menge von Kieselsäure beanspruchen als die Kalkfeldspäte, sogar die Einreihung in die betreffende Ordnung unentschieden bleiben und einer mehr oder weniger willkürlichen Deutung preisgegeben werden. Dem Modus würde im vorliegenden Falle am besten eine Verrechnung des Tonerdeüberschusses als Kaolin entsprechen, damit würde man aber von dem System von Cross abweichen; es würde sich eine neue in der Natur nicht begründete Gruppe für zersetzte Gesteine ergeben.

Im allgemeinen werden nach der amerikanischen Berechnung die zersetzten Gesteine einen höheren Quarzreichtum neben Korund aufweisen als die frischen und somit bereits bei Kalkulation der Ordnung eine Verschiebung nach der salischen Seite erleiden. Die Unsicherheit der Einreihung steigert sich noch im Rang und Subrang, da es fraglich bleibt, wie viel vom Tonerdeüberschuß an Kalium, Natrium oder Calcium entfallen sollte.

Es wäre demnach am richtigsten, von dem Versuche, unfrische Gesteine mit namhaftem Tonerdeüberschuß in das System von Cross einzureihen, ganz abzusehen; und die Berechnung der Analysen 1—3 würde somit am besten ganz wegfallen. Sie wurde im vorliegenden Falle nur vorgenommen wegen des Vergleiches mit den Riesengebirgsgraniten, welche Washington ebenfalls in sein System gruppiert hat[1]) und von denen einige einen nicht unbeträchtlichen Gehalt von Korund unter den berechneten Standartmineralien aufweisen.

1. Granitit, Königsfeld.

		Apatit	Magnetit	Orthoklas	Albit	Anorthit	Korund	Hypersthen	Quarz
SiO_2	1·137	—	—	180	312	66	—	44	535
Al_2O_3 . . .	162	—	—	30	52	33	47	—	—
Fe_2O_3 . . .	12	—	12	—	—	—	—	—	—
FeO	42	—	12	—	—	—	—	} 44	—
MgO	14	—	—	—	—	—	—		—
CaO	43	10	—	—	—	33	—	—	—
Na_2O	52	—	—	—	52	—	—	—	—
K_2O	30	—	—	30	—	—	—	—	—
P_2O_5	3	3	—	—	—	—	—	—	—
Glühverlust .	64	—	—	—	—	—	—	—	—

[1]) H. S. Washington, Chemical Analyses of Igneous rocks published from 1884—1900 with a critical discussion etc. U. S. Geolog. Survey-Professional Paper Nr. 14. Washington, 1903.

Gewichte.

Quarz 535		32·10	Q. . . 32·10		
Orthoklas . . . 30		16·68			
Albit 52		27·25	F. . . 53·10	Sal. . . 89·99	
Anorthit . . . 33		9·17			
Korund 47		4·79	C. . . . 4·79		
Hypersthen . 14 / 30	1·40 / 3·96	5·36	P. . . 5·36		
Magnetit . . . 12		2·78	M. . . 2·78	Fem. . 9·07	
Apatit 3		0·93	A. . . 0·93		

Klasse II.

$$\frac{\text{Sal.}}{\text{Fem.}} = \frac{89·99}{9·07} > \frac{7}{1}$$

Persalane.

Ordnung 3, 4.

$$\frac{\text{Q.}}{\text{F.}} = \frac{32·10}{53·10} = \frac{3}{5}$$

Britannare-Columbare.

Rang 2.

$$\frac{K_2A + Na_2O}{CaO} = \frac{82}{33} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$$

Toscanase-Alsbachase.

Subrang 3, 4.

$$\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{30}{52} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$$

Lassenose-Alsbachose
(nahe bei Toscanose-Tehamose).

Wegen der knappen Lage der Analyse an den Grenzen verschiedener Abteilungen finden sich ähnliche Gesteinstypen unter verschiedenen Subrängen der Tabelle von Washington. Am ähnlichsten sind:

pag. 134, Nr. 22, Ortho-Felsit, Arenig, Wales (Tehamose),

pag. 170, Nr. 112, Biotit-Granit, N. v. Komary, Krim (Toscanose),

pag. 174, Nr. 16, Glimmer-Dacit-Porphyr, Bunsen Peak, Yellowstone Nationalpark (Lassenose),

pag. 178, Nr. 52, Granitit-Gneis, Mazuruni-Distrikt, Britisch-Guiana (Lassenose),

pag. 180, Nr. 69, Granitit, Bärndorf, Riesengebirge (Lassenose).

2. Granitit, Deutsch-Branitz.

		Apatit	Magnetit	Orthoklas	Albit	Anorthit	Korund	Hypersthen	Quarz
SiO_2	1·167	—	—	114	336	118	—	60	539
Al_2O_3 . . .	162	—	—	19	56	59	28	—	—
Fe_2O_3 . . .	3	—	3	—	—	—	—	—	—
FeO	37	—	3	—	—	—	—	} 60	—
MgO	26	—	—	—	—	—	—		—
CaO	69	10	—	—	—	59	—	—	—
Na_2O	56	—	—	—	56	—	—	—	—
K_2O	19	—	—	19	—	—	—	—	—
P_2O_5	3	3	—	—	—	—	—	—	—
Glühverlust .	23	—	—	—	—	—	—	—	—

Gewichte.

Quarz	539		32·34	Q. . . 32·34	Sal. . . 91·50	
Orthoklas . . .	19		10·56	F. . . 56·30		
Albit	56		29·34			
Anorthit . . .	59		16·40			
Korund	28		2·86	C. . . 2·86		
Hypersthen .	26 / 34	2·60 / 4·49	7·09	P. . . 7·09	Fem. . 8·71	
Magnetit . . .	3		0·69	M. . . 0·69		
Apatit	3		0·93	A. . . 0·93		

Klasse I.

$$\frac{\text{Sal.}}{\text{Fem.}} = \frac{91·50}{8·71} > \frac{7}{1}$$

Persalane.

Ordnung 4.

$$\frac{\text{Q.}}{\text{F.}} = \frac{32·34}{56·30} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$$

(Columbare-) Britannare.

Rang 3.

$$\frac{K_2O + Na_2O}{Ca} = \frac{75}{59} > \frac{3}{5} < \frac{5}{3}$$

(Riesenase-) Colorodase.

Subrang 4.

$$\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{19}{56} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$$

Yellowstonose.

In der Tabelle von Washington finden sich ähnliche Gesteine auf: pag. 190, Nr. 40, Quarzdiorit, Serro Colorado, Aruba Island, Westindien und pag. 184, Nr. 2, Granit, East Clarendon, Vermont.

3. Amphibolgranitit, Blansko.

		Apatit	Magnetit	Orthoklas	Albit	Anorthit	Korund	Hypersthen	Quarz
SiO_2	1.037	—	—	150	324	156	—	56	351
Al_2O_3 . . .	191	—	—	25	54	78	34	—	—
FeO_3	22	—	22	—	—	—	—	—	—
FeO	40	—	22	—	—	—	—	56	—
MgO	38	—	—	—	—	—	—		—
CaO	78	10	—	—	—	78	—	—	—
Na_2O	54	—	—	—	54	—	—	—	—
K_2O	25	—	—	25	—	—	—	—	—
P_2O_5 . . .	3	3	—	—	—	—	—	—	—
Glühverlust .	58	—	—	—	—	—	—	—	—

Gewichte.

Quarz	351		21·06	Q. . . 21·06	Sal. . . 88·30
Orthoklas . . .	25		13·80	F. . . 63·77	
Albit	54		28·29		
Anorthit . . .	78		21·68		
Korund	34		3·47	C. . . 3·47	
Hypersthen .	38 / 18	3·80 / 2·38	6·18	P. . . 6·18	Fem. . 12·21
Magnetit . . .	22		5·10	M. . . 5·10	
Apatit	3		0·93	A. . . 0·93	

Klasse I.

$$\frac{\text{Sal.}}{\text{Fem.}} = \frac{88{\cdot}30}{12{\cdot}21} > \frac{7}{1}$$

Persalane.

Ordnung 4.

$$\frac{\text{Q.}}{\text{F.}} = \frac{21{\cdot}06}{63{\cdot}77} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$$

Britannare.

Rang 3.

$$\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{79}{78} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$$

Coloradase.

Subrang 4.

$$\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{25}{54} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$$

Yellowstonose.

Ähnliche Typen bei Washington sind:
pag. 189, Nr. 35. Andesit, Clear Lake, Kalifornien und
pag. 189, Nr. 34. Granodiorit. Nevada City, Kalifornien.

4. Qarzglimmerdiorit, Kanitz.

		Apatit	Magnetit	Pyrit	Orthoklas	Albit	Anorthit	Diopsid	Hypersthen	Quarz
SiO_2	906	—	—	—	114	234	236	22	170	130
Al_2O_3	176	—	—	—	19	39	118	—	—	—
Fe_2O_3	18	—	18	—	—	—	—	—	—	—
FeO	86	—	18	1	—	—	—	}	—	—
MnO	3	—	—	—	—	—	—	} 11	170	—
MgO	111	—	—	—	—	—	—	}	—	—
CaO	142	13	—	—	—	—	118	11	—	—
Na_2O	39	—	—	—	—	39	—	—	—	—
K_2O	19	—	—	—	19	—	—	—	—	—
P_2O_5	4	4	—	—	—	—	—	—	—	—
S	3	—	—	3	—	—	—	—	—	—
Glühverlust	63	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Gewichte.

Quarz	130		7·80	Q. . . 7·80		Sal. . . 71·63
Orthoklas	19		10·56	F. . . 63·83		
Albit	39		20·47			
Anorthit	118		32·80			
Diopsid	11	1·28	2·51	P. . . 21·56		Fem. . 27·27
	7	0·70				
	4	0·53				
Hypersthen	106	10·60	19·05			
	64	8·45				
Magnetit	18		4·17	M. . . 4·17		
Apatit	4		1·24	A. . . 1·54		
Pyrit	—		0·30			

Klasse II.

$$\frac{\text{Sal.}}{\text{Fem.}} = \frac{71{\cdot}63}{27{\cdot}27} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$$

Dosalane.

Ordnung 5.

$$\frac{\text{F.}}{\text{Q.}} = \frac{63{\cdot}83}{7{\cdot}83} > \frac{7}{1}$$

Germanare.

Rang 4.

$$\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{58}{118} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$$

Hessase.

Subrang 3.

$$\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{19}{39} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$$

Hessose.

In der Tabelle Washingtons sind folgende Gesteine mit vorliegenden am besten vergleichbar:

pag. 290, Nr. 35. Diabas-Gabbro. Mazarune-Distrikt, Britisch-Guiana,

pag. 288, Nr. 25. Hypersthen-Andesit. Franklin Hill, Plumas County, Kalifornien.

5. Diorit, Deutsch-Branitz.

		Apatit	Ilmenit	Magnetit	Pyrit	Orthoklas	Albit	Anorthit	Diopsid	Hyper-sthen	Olivin
SiO_2	785	—	—	—	—	90	264	282	42	13	94
TiO_2	4	—	4	—	—	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	200	—	—	—	—	15	44	141	—	—	—
Fe_2O_3	22	—	—	22	—	—	—	—	—	—	—
FeO	109	—	4	22	(1/2)	—	—	—	} 21	13	188
MgO	140	—	—	—	—	—	—	—			
CaO	168	6	—	—	—	—	—	141	21	—	—
Na_2O	44	—	—	—	—	—	44	—	—	—	—
K_2O	15	—	—	—	—	15	—	—	—	—	—
P_2O_5	2	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
S	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
Glühverlust (H_2O)	93	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Gewichte.

Orthoklas	15		8·34	F. . . 70·59	Sal. . . 70·59
Albit	44		23·06		
Anorthit	141		39·19		
Diopsid	21	2·44	4·80	P. + O. 21·63	Fem. . 28·06
	13	1·30			
	8	1·06			
Hypersthen	8	0·80	1·46		
	5	0·66			
Olivin	119	8·33	15·37		
	69	7·04			
Magnetit	22		5·10	M. . . 5·71	
Ilmenit	4		0·61		
Apatit	2		0·62	A. . . 0·72	
Pyrit	—		0·10		

Klasse II.

$$\frac{Sal.}{Fem.} = \frac{70{\cdot}59}{28{\cdot}06} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$$

Dosalane.

Ordnung 5.

$$\frac{F.}{Q.} = \frac{70{\cdot}59}{\Theta} > \frac{7}{1}$$

Germanare.

Rang 4.

$$\frac{K_2O + Na_2O}{Ca} = \frac{59}{141} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$$

Hessase.

Subrang 3.

$$\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{15}{44} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$$

Hessose.

Daß die Norm keinen Quarz angibt, während welcher im Gestein in geringer Menge enthalten ist, kann leicht aus dem Gehalt einer größeren Anzahl von Olivinmolekülen in der Hornblende erklärt werden.

In der Tabelle Washingtons finden sich keine analogen Typen. Am ähnlichsten ist noch Nr. 52, pag. 292, Olivin-Norit, Gaskowskaja-Rudnja, Wolhynien, Rußland.

6. Hornblendit, Schöllschitz.

		Apatit	Magnetit	Orthoklas	Albit	Anorthit	Diopsid	Hypersthen	Olivin
SiO_2	776	—	—	30	108	210	138	145	145
Al_2O_3	128	—	—	5	18	105	—	—	—
Fe_2O_3	18	—	18	—	—	—	—	—	—
FeO	138	—	18	—	—	—	}	}	—
MnO	2	—	—	—	—	—	} 69	} 145	290
MgO	383	—	—	—	—	—	}	}	—
CaO	180	6	—	—	—	105	69	—	—
Na_2O	18	—	—	—	18	—	—	—	—
K_2O	5	—	—	5	—	—	—	—	—
P_2O_5	2	2	—	—	—	—	—	—	—
Glühverl. (H_2O)	23	—	—	—	—	—	—	—	—

Gewichte.

Orthoklas	5		2·78		F. 41·31	Sal. 41·31
Albit	18		9·43			
Anorthit	105		29·10			
Diopsid	69 / 52 / 17	138	8·00 / 5·20 / 2·24	15·44	P. + O. 53·60	Fem. 58·71
Hypersthen	110 / 35	145	11·00 / 4·62	15·62		
Olivin	220 / 70	290	15·40 / 7·14	22·54		
Magnetit	18		4·18		M. 4·18	
Apatit	2		0·93		A. 0·93	

Klasse III.

$$\frac{Sal.}{Fem.} = \frac{41 \cdot 31}{58 \cdot 71} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$$

Salfemane.

Ordnung 5.

$$\frac{Q.}{F.} = \frac{0}{41 \cdot 3} < \frac{1}{7}$$

Gallare.

Rang 4.

$$\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{23}{105} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$$

Auvergnase.

Subrang 3.

$$\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{5}{18} < \frac{3}{5}$$

Auvergnose.

Die Berechnung führt zu keinen ähnlichen Gesteinen in Washingtons Tabelle. Entfernt vergleichbar ist Nr. 61, pag. 335. Gabbro von Villia, N. v. Laurion, Griechenland.

7. Uralit-Diabas, Brünn.

		Apatit	Magnetit	Orthoklas	Albit	Anorthit	Diopsid	Hypersthen	Olivin
SiO_2	848	—	—	72	336	144	170	123	3
Al_2O_3	140	—	—	12	56	72	—	—	—
Fe_2O_3	31	—	31	—	—	—	—	—	—
FeO	94	—	31	—	—	—		—	—
MnO	2	—	—	—	—	—	85	123	6
MgO	149	—	—	—	—	—		—	—
CaO	169	12	—	—	—	72	85	—	—
Na_2O	56	—	—	—	56	—	—	—	—
K_2O	12	—	—	12	—	—	—	—	—
P_2O_5	4	4	—	—	—	—	—	—	—
Glühverlust .	156	—	—	—	—	—	—	—	—

Gewichte.

Orthoklas . . .	12		6·67	F. . . 56·03	Sal. . . 56·03
Albit	56		29·34		
Anorthit	72		20·02		
Diopsid . . .	85	9·86	19·19	P. + O. 33·22	Fem. . 41·02
	59	5·90			
	26	3·43			
Hypersthen . .	86	8·60	13·48		
	37	4·88			
Olivin	2	0·14	0·55		
	4	0·41			
Magnetit	—		7·19	M. . . 7·19	
Apatit	—		0·61	A. . . 0·61	

Klasse III.

$$\frac{Sal.}{Fem.} = \frac{56{\cdot}03}{41{\cdot}02} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$$

Salfemane.

Ordnung 5.

$$\frac{F.}{Q.} = \frac{56{\cdot}03}{0} > \frac{7}{1}$$

Gallare.

Rang 3.

$$\frac{Na_2O + K_2O}{CaO} = \frac{68}{72} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$$

Camptonase.

Subrang 4.

$$\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{12}{56} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$$

Camptonose.

Die Tabelle Washingtons enthält keine ähnlichen Gesteine. Entfernt vergleichbar sind die Dolerite Nr. 41 und Nr. 46, pag. 322 (Gangölfsberg, Rhöngebirge und Londorf, Vogelsberg, Hessen), wenn man annimmt, daß hier ein Teil des Hypersthen, wegen geringeren Quarzgehaltes durch Olivin vertreten wird.

Von besonderem geologischen Interesse ist ein Vergleich der Gesteine der Brünner Intrusivmasse, welche der paläozoischen Faltungszone der Sudeten angehört, mit den Graniten des westmährischen und böhmischen Grundgebirges. Schon im Felde werden die Unterschiede recht auf fallend bemerkbar; die in den mährischen und böhmischen Granititen und Ampholigraniten, vom Böhmerwalde bis zum Riesengebirgeund bis zum Erzgebirge ganz allgemein verbreitete Entwicklung der porphyrschen Orthoklase wird in der Brünner Masse nur ganz ausnahmsweise angetroffen; Zweiglimmergranite oder Muskovitgranite, welche dort als salische Fazies oder auch als Randbildungen häufig auftreten und sowohl im Böhmerwalde wie im Riesengebirge und im Erzgebirge ausgedehnte Stöcke bilden, treten in der Brünner Masse ganz zurück. Femische Produkte der Differentiation, den Dioriten, Hornblenditen und dem Serpentin der Brünner Masse vergleichbar, finden sich, abgesehen von örtlichen Schlieren und Konkretionen, nicht in den genannten genauer studierten Granitgebieten dieser Gebiete; nur im mittelböhmischen Granitstocke und in den Gebieten in der Nähe der Donau spielen soviel bis jetzt bekannt ist, dioritische Gesteine, insbesondere Quarzglimmerdiorite, eine etwas größere Rolle.

Der Gesteinswechsel ist in der Brünner Masse im allgemeinen auf kürzere Strecken viel mannigfaltiger; aber in der oft außerordentlich großen Zahl dichtgedrängter und verschiedenartiger lamprophyrischer und aplitischer Ganggesteine fehlen vollkommen, die für alle westlichen Granitstöcke sowie für das ganze moldanubische Grundgebirge so bezeichnenden turmalinführenden Pegmatite.

Recht augenfällig ist die bunte Färbung mancher Brünner Granitite und Amphibolgranitite im Gegensatze zu den westlichen Graniten; sie wird hervorgerufen durch die rötlichen Orthoklase und die grünliche Saussuritisierung der Plagioklase; Mikroskopische Kriställchen von Titanit in den meisten Brünner Gesteinen sind ein weiteres Anzeichen für deren chemische Zusammengehörigkeit, das in den vorliegenden Analysen allerdings nicht zum Ausdrucke kommt.

Die in den Brünner Granititen und Dioriten allgemein verbreiteten spangrünen Schnüre und Adern von Epidot findet man nur ausnahmsweise in den Graniten des moldanubischen Grundgebirges und dem nördlichen Randgebirge der böhmischen Masse.

Ja schon in der Landschaft macht sich der Unterschied zwischen den Tiefenmassen sehr auffallend bemerkbar; denn die häufigen sackförmigen Blöcke, welche so bezeichnend sind für alle Granitstöcke des böhmisch-mährischen Grundgebirges sowie des Riesengebirges und vieler anderer Gegenden Deutschlands werden, wegen der weitgehenden Zertrümmerung an Verwerfungen und Cleavageflächen im Brünner Batholiten nur ganz ausnahmsweise angetroffen.

Da aus den westmährischen Granitgebieten keine Analysen vorliegen, wurden zwei Typen, ein mehr salischer Granitit und ein mehr femischer biotitreicher Amphibolgranitit durch Herrn C. v. John analysiert.

9. Granitit. Schabart-Mühle bei Bobrau: porphyrischer Orthoklas 2—3 *cm.* (Mikroklin zum Teil) in der mittelkörnigen Grundmasse basischer Oligoklas, Quarz, Orthoklas (mit Myrmekit), Biotit spärlich, Apatit, Zirkon, Erze.

10. Glimmerreicher Amphibolgranitit. Rzikoin bei Zdiaretz, porphyrischer Orthoklas, Oligoklas, Andesin, Quarz, Amphibol, Biotit.

A. Berechnung nach Osann.

Analysen.

	9.	10.
SiO_2	66·86	58·12
Al_2O_3	16·70	14·62
Fe_2O_3	1·06	2·56
FeO	2·07	4·70
MnO	0·12	0·08
MgO	1·62	5·94
CaO	2·70	4·34
Na_2O	3·32	3·11
K_2O	4·55	4·67
P_2O_5	0·43	0·68
S	0·01	—
Glühverlust . .	0·53	1·50
	99·96	100·32

Molekularzahlen.

	9.	10.
SiO_2	73·74	62·85
Al_2O_3	10·79	9·30
FeO	2·77	6·32
MnO	0·19	0·07
MgO	2·68	9·64
CaO	3·18	5·03
N_2O_3	3·53	3·26
K_2O	3·19	3·22
P_2O_5	0·19	0·31

Typenformeln.

	S.	*A.*	*C*	*F.*	$+ Al_2O_3$	*a*	a_1	*c*	c_1	*f*	f_1	*n*	*k*	k_1	Atomzahlen *Si*	Atomzahlen Sättigungsgrenze
9	73·74	6·72	3·18	5·64	1·07	8·7 —	— 9·4	4·1 —	— 3·8	7·2 —	— 6·8	5·2	1·42 —	— 1·26	64·3	55·3 55 8
10	62·85	6·48	2·82	18·24	—	4·7 —	— —	2·0 —	— —	13·3 —	— —	5	1·0 —	— —	53·8	54·5

Der Analysenort des Granitits von Bobrau liegt im Osannschen Dreiecke nahe dem Haupttypus der Riesengebirgsgranite und wie dieser zwischen den Granititen der Brünner Masse; und besitz auch eine ähnliche Kieselsäure wie diese Gesteine.

Die Lage des Analysenortes, des Amphibolgranitits nahe der Linie *A—F* wird durch den Magnesiagehalt hervorgerufen, in welchem der Glimmerreichtum des Gesteines zum Ausdrucke kommt.

B. Berechnung nach Cross etc.

6. Granitit, Bobrau.

		Apatit	Magnetit	Orthoklas	Albit	Anorthit	Korund	Hypersthen	Quarz
SiO_2	1·114	—	—	288	318	76	—	64	368
Al_2O_3 . . .	164	—	—	48	53	38	25	—	—
Fe_2O_3 . . .	7	—	7	—	—	—	—	—	—
FeO	29	—	7	—	—	—	—	}	—
MnO	2	—	—	—	—	—	—	} 64	—
MgO	40	—	—	—	—	—	—	}	—
CaO	48	10	—	—	—	38	—	—	—
Na_2O	53	—	—	—	53	—	—	—	—
K_2O	48	—	—	48	—	—	—	—	—
P_2O_5	3	3	—	—	—	—	—	—	—
Glühverlust .	3	—	—	—	—	—	—	—	—

Gewichte.

Quarz	368		22·08	Q. . . 22·08	}	
Orthoklas . . .	48		26·68 }		}	
Albit	53		27·77 }	F. . . 65·01	}	Sal. . . 89·64
Anorthit . . .	38		10·56 }		}	
Korund	25		2·55	C. . . 2·55	}	
Hypersthen .	{ 40 { 24	4·00 } 3·17 }	7·17	P. . . 6·18	}	
Magnetit . . .	7		1·62	M. . . 1·62	}	Fem. . 8·73
Apatit	3		0·93	A. . . 0·93	}	

Klasse 1.

$$\frac{\text{Sal.}}{\text{Fem.}} = \frac{89{\cdot}6}{8{\cdot}7} = > \frac{7}{1}$$

Persalane.

Ordnung 4.

$$\frac{Q}{F} = \frac{22{\cdot}08}{65{\cdot}0} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$$

Britannare.

Rang 2.

$$\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{101}{38} > \frac{5}{3} < \frac{7}{1}$$

Toscanase.

Subrang 5.

$$\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{48}{53} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$$

Toscanose.

Unter vielen verwandten Gesteinen dieser ausgedehnten Gruppe kommt in Washingtons Tabelle dem vorliegenden chemisch am nächsten der Porphyr von Brandenberg, Münstertal, Schwarzwald (pag. 169, Nr. 91), sehr nahe steht ihm auch der Granit von Karlsbad. Nr. 95, pag. 169.

10. Amphibolgranitit, Rzikoín.

	Moleküle	Apatit	Magnetit	Orthoklas	Albit	Anorthit	Diopsid	Hypersthen	Quarz
SiO_2	969	—	—	300	300	86	28	179	76
Al_2O_3	143	—	—	50	50	43	—	—	—
Fe_2O_3	16	—	16	—	—	—	—	—	—
FeO	65	—	16	—	—	—	}	}	—
MnO	1	—	—	—	—	—	}19	}179	—
MgO	148	—	—	—	—	—	}	}	—
CaO	77	15	—	—	—	43	19	—	—
Na_2O	50	—	—	—	50	—	—	—	—
K_2O	50	—	—	50	—	—	—	—	—
P_2O_5	5	5	—	—	—	—	—	—	—
Glühverlust (H_2O) . .	83	—	—	—	—	—	—	—	—

Gewichte.

Quarz	76		4·56	Q. . . 4·56	}	
Orthoklas . . .	50		27·80 }			
Albit	50		26·20 }	F. . . 65·95	Sal. . . 70·51	
Anorthit . . .	43		11·95 }			
Diopsid . . .	{ 19	2·20 }				
	{ 14	1·40 }	4·26 }			
	{ 5	0·66 }		P. . . 23·60		
Hypersthen .	{134	13·40 }	19·34 }		Fem. . 28·32	
	{ 45	5·94 }				
Magnetit . . .	16		3·17	M. . . 3·17		
Apatit	5		1·55	A. . . 1·55	}	

Klasse II.

$$\frac{\text{Sal.}}{\text{Fem.}} = \frac{70·51}{28·32} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$$

Dosalane.

Ordnung 5.

$$\frac{\text{F.}}{\text{Q.}} = \frac{65·95}{4·56} > \frac{7}{1}$$

Germanare.

Rang 2.

$$\frac{K_2O + Na_2O}{Ca} = \frac{100}{43} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$$

Monzonase.

Subrang 3.

$$\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{50}{50} < \frac{3}{5} > \frac{5}{3}$$

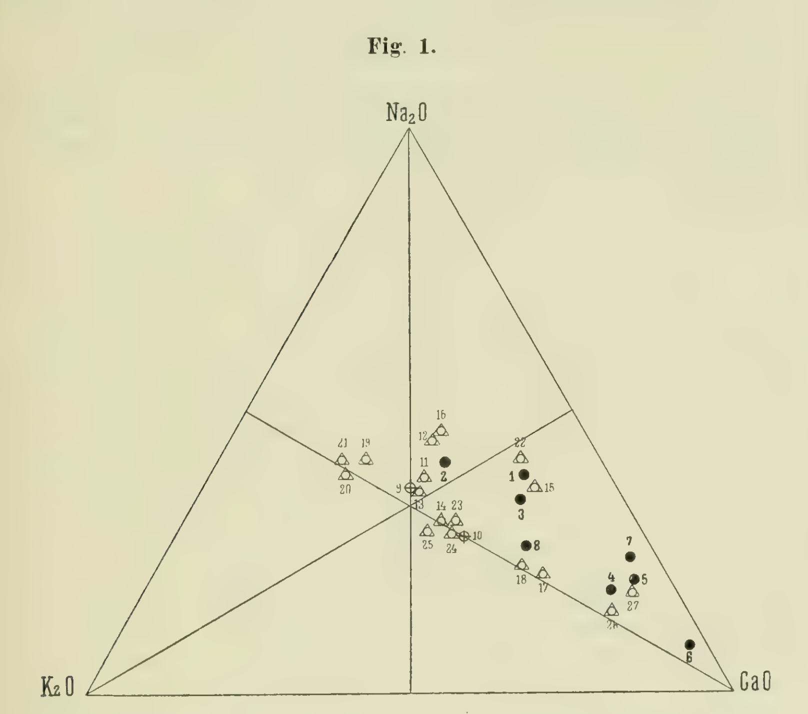
Monzonose.

In Washintons Tabelle steht dem Gestein der Glimmersyenit von Frohnau, Schwarzwald pag. 859, Nr. 35 am nächsten.

Im Osannschen Dreiecke fallen die Analysenorte der Riesengebirgsgesteine und des Granitites von Bobrau nahe zusammen mit denen der salischen Gesteine der Brünner Masse; die Unterschiede treten bei Berücksichtigung des Wertes n hervor, der in den Brünner Gesteinen stets höher ist als 6 und meist in der Nähe oder über 7

in den Riesengebirgsgesteinen dagegen meist zwischen 5 und 6 gelegen ist und nur in besonderen Varietäten über 7 ansteigt. In der Klassifikation nach Cross fallen die mährischen Granite ebenso wie die große Mehrzahl der Riesengebirgsgranite in die sodipotassigen Subränge (Tehamose, Riesenose und Monzonose); nur die Granitite vom Koppenkegel und von Bärndorf, ein Aplit von Bolzenschloß, eine basische Schliere von Arnsdorf und der Diorit von Bärenstein sind dosodig (Lassenose, Harzose und Tonalose). Die Granite der Brünner Masse sind dagegen durchweg dosodig, die Diorite und der Hornblendit presodig.

Fig. 1.



1—7 Brünner Intrusivmasse. — 9—10 Westmährische Granite.
11—27 Riesengebirgsgranite.

(Nähere Bezeichnungen der Ziffern wie auf Tafel VII.)

Der wesentliche Unterschied zwischen beiden Gesteinsgruppen liegt somit in dem höheren Kaligehalte der ersteren.

Die Dreiecksprojektion Fig. 1 bringt diese Verhältnisse zur übersichtlichen Darstellung. Unter den von Milch in der letzten Arbeit über die Riesengebirgsgranite angeführten Gesteinen zeigen nur der plagioklasreiche Granit von Oberbuchwald, der kalkreiche Aplit von Bolzenschloß (Nr. 15 und 22, Fig. 1) und einige basische Schlieren (26 und 27) ein ähnliches Verhältnis zwischen *K*, *Na* und *Ca*, wie die Brünner Gesteine. Die verbreiteten Typen sind durchweg dem Eckpunkte K_2O näher gerückt.

Die chemischen Analysen ergeben somit, abgesehen von der noch unsicheren Stellung der Diabase, die Gauverwandtschaft der Brünner Gesteine untereinander und deren Zugehörigkeit zur pazifischen Sippe. Ebenso wie die Granite des Riesengebirges gehören die salischen Glieder der Reihe zur sauren Abteilung der Monzonitreihe, zu den Adamelliten. Dennoch treten auffällige Unterschiede zwischen beiden Batholiten in struktureller und mineralogischer Hinsicht und in bezug auf die begleitenden Ganggesteine auffällig hervor. Die Brünner Gesteine sind von einem anderen Stammmagma abzuleiten als die Riesengebirgsgranite, dasselbe ist ärmer an Kalium und an Kieselsäure und reicher an femischen Differentiationsprodukten. Ein Gegensatz, der sich auch auf die den Riesengebirgsgesteinen im ganzen Habitus verwandten westmährischen Granite überträgt und sich bei genauerer Erforschung wahrscheinlich auch auf die große Mehrzahl der Granite des südböhmischen Grundgebirges und der Umwallung Böhmens ausdehnen lassen wird.

Ein Mammutfund von Wilsdorf bei Bodenbach in Böhmen.

Von **Franz Toula.**

Mit 3 Tafeln (Nr. VIII [I]—X [III]) und 4 Zinkotypien im Text.

Herr Baurat Ingenieur Karl Redlich, der meiner Lehrkanzel schon wiederholt wertvolle Stücke zuwendete, hat ihr neuerlich einen Fund vermittelt, der bei Fabriksbauarbeiten seines Bruders Dr. Albert Redlich zutage gebracht wurde.

Diesmal sind es Überreste eines Mammut (*Elephas primigenius Blumenbach*), welche bei Abgrabungen anläßlich von Erweiterungsbauten für die Fabriksanlagen des genannten Herrn bei Wilsdorf unweit Bodenbach in Böhmen gefunden wurden,

Schon die erste Sendung der Fundstücke ließ mich erkennen, daß man es dabei mit Resten von einem ganzen Individuum zu tun haben dürfte. Die Stücke waren ein Unterkiefer mit vier Zähnen, Stücke des Schädels mit dem ganzen Oberkiefer und Teilen der Stoßzahnalveolen, einer der Stoßzähne in vielen Bruchstücken, mehrere Wirbel- und Rippenstücke, beide Schulterblätter. Alle diese Skeletteile, wenn auch zumeist in viele Stücke zerbrochen, stammen von einem Individuum her und wenn sie auch über einen größeren Raum zerstreut in einer und derselben Fundschichte aufgefunden wurden, sind sie doch nicht abgescheuert, wie es bei zusammengeschwemmten Fundstücken der Fall zu sein pflegt, sondern sie lassen schließen, daß das betreffende Tier an Ort und Stelle verendet und die Knochen nach Vollzug der Verwesung aus dem Zusammenhange gebracht worden seien. Dieses Verhalten veranlaßte mich zu der Bitte, die Abgrabungen fortzusetzen, was Herr Dr. Redlich zur Durchführung brachte und dabei in der Tat auf weitere Knochen und Zahnreste kam. Es fanden sich noch der zweite Stoßzahn, wieder mürbe und zerbrochen, aber so vollständig gesammelt, daß ich ihn in seiner Gänze zusammenzusetzen vermochte, nur die obersten Teile der Zahnhöhlung (Pulpa) sind zum Teile in Verlust geraten, alles weitere ließ sich zusammenstellen bis zur äußersten Zahnspitze hinaus, die sich aus etlichen und zwanzig Stücken auf das tadelloseste zusammenfügen ließ. Auch das Hinterhaupt, und leider damit nicht zusammenfügbar, die beiderseitigen Gelenksättel für den Unterkiefer, nebst einzelnen Wirbel- und Rippenstücken und auch eine Hälfte des Beckens wurden aufgefunden. Von den Extremitäten aber wurde mit Ausnahme des rechtseitigen Waden-

beines nichts zustande gebracht. Außerdem liegen noch viele nicht zu vereinigende Knochenbruchstücke vor.

Herr Dr. J. Porsche, der Adjunkt meiner Lehrkanzel, berichtet mir über die Verhältnisse des Vorkommens der *Elephas*-Reste, wie folgt:

„Die Fundstelle liegt ungefähr $^1/_2$ *km* südlich von Wilsdorf an der Elbe in Böhmen (Bodenbach S), und zwar unmittelbar rechts (O) neben der etwas erhöhten Trasse der hier genau nach Norden verlaufenden Staatseisenbahn, wiederum genau östlich der in der Spezialkarte der österreichisch-ungarischen Monarchie (1 : 75.000) verzeichneten Ziegelei (gleich südlich vom Bahndurchlasse).

Das Gelände fällt gegen Osten von der Bahntrasse gegen die in 100 *m* Entfernung nordwärts fließende Elbe allmählich ab. Der Besitzer des Grundes, Herr Fabriksbesitzer Dr. Albert Redlich, ließ im Vorjahre (1907) an der Fundstelle über eine Fläche von beiläufig 800 m^2 Abgrabungen vornehmen, die sich in der Form eines Rechteckes, und zwar mit der kürzeren Seite nicht ganz 24 *m* weit gegen die Elbe ostwärts erstreckten, wobei das Niveau der Erdoberfläche an der Bahn um beinahe 2·5 *m* und gegen die Elbe hin um 1·2 *m* gesenkt wurde.

Bei diesen Abgrabungen stießen die Arbeiter in 1·5 *m* Tiefe auf einzelne Knochenreste, welche beinahe über die ganze Fläche der Abgrabung, besonders aber über den südlichen und östlichen Teil derselben verstreut lagen. Bei einer weiteren Absenkung des Niveaus dieser Ausschachtung im Herbste 1907 wurden im östlichen Teile weitere Funde gemacht.

Bei meiner Anwesenheit Ende August 1907 ließen sich folgende Verhältnisse beobachten.

Der Humus (1 [30—40 *cm*]) geht nach unten über in einen grauen lehmigen Sand (2), der etwas wechselnd in Aussehen und Farbe und ungeschichtet ist. Nach unten, von 1—1·2 *m* angefangen, folgt ein sehr feiner graugelber, manchmal etwas lehmiger, lößartig aussehender Sand (3), unterbrochen von lehmigen Schmitzen und undeutlich geschichtet, stellenweise unten begrenzt von gelbem Lehm. Unterlagert sind diese Gebilde überall von einem groben Schotter, der in überwiegender Menge aus vulkanischen (besonders basaltischen) Geschieben besteht, aber auch Sandstein- und Quarzgerölle führt.

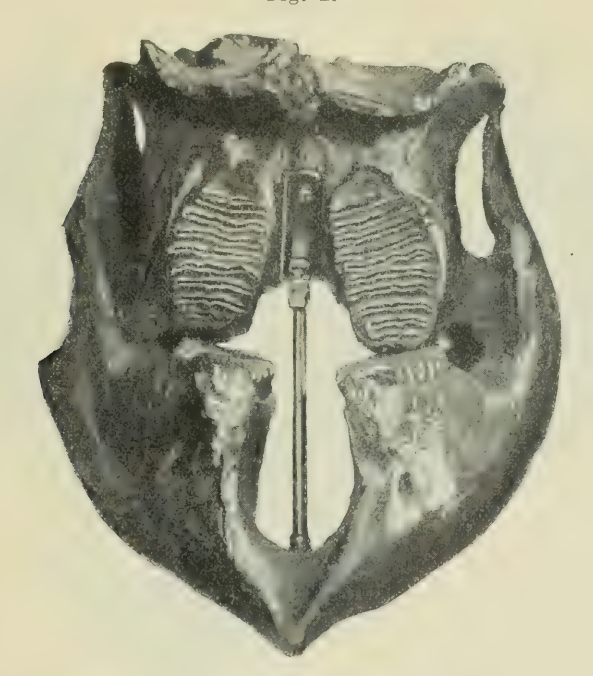
Die Knochenreste waren in dem sehr feinen graugelben Sand (3) eingebettet. Dieser Sand nahm an Mächtigkeit von Westen nach Osten, wie Probegrabungen erkennen ließen, bedeutend ab. Dasselbe Verhältnis zeigten auch zwei tiefe, weit in den Schotter vorgedrungene Löcher im N der Abgrabung. Das eine dieser Löcher, an der Nordostecke der Abgrabung, zeigte ein gut aufgeschlossenes Profil (das andere Loch im Westen war teilweise verschüttet). An diesem ersteren war der grobe, mit feinem Sande gemengte Schotter 1·7 *m* nach der Tiefe aufgeschlossen. Im Hangenden wurde derselbe begrenzt von einer 40 *cm* dicken Bank, bestehend aus mit Sand gemengten feinen Geröllen; darauf folgte erst der sehr feine graugelbe Sand (3), aber nur 20 *cm* mächtig, im Gegensatze zu der 1 *m* und darüber werdenden Mächtigkeit gegen die Bahntrasse hin. Darüber lag 2 und 1 (1·2 *m*).

In dem ganzen Schichtenkomplex wurde von anderen Fossilresten auch nicht die geringste Spur gefunden. (Nur ein Beckenbruchstück eines Wiederkäuers, das etwas über Schafbeckengröße hat, fand sich in der ersten Sendung.)

J. E. Hibsch verzeichnet auf seiner Karte des böhmischen Mittelgebirges, Blatt II, Umgebung von Rongstock und Bodenbach (Tschermaks miner. u. petrogr. Mitteil., Band 19, 1900), an der Fundstelle jungdiluviale Niederterrasse. Die oben genannte Ziegelei baut im Gehängelehm."



Fig. 1.



Oberkiefer und Unterkiefer, der erstere emporgehoben.

Ich habe keine Mühe gescheut, das mir zugekommene Material zu präparieren und zusammenzufügen. Unterkiefer- und Oberkieferregion sind so armiert, daß sich die Zähne des letzteren, die genau über die Unterkieferzähne passen, so aufheben lassen, daß man die Kauflächen der Backenzähne mit einem Blicke beobachten kann (Fig. 1), zu welchem Behuf der hintere Teil des Craniums ebenfalls umgelegt werden kann. Die beiden Stoßzähne lassen sich in richtiger Stellung an die Reste ihrer Alveolen hinanschieben. Alle übrigen Knochen habe ich auf einer großen Holztafel befestigt (Tafel X [III]). Der Fund ist so reichhaltig und läßt mancherlei Eigentümlichkeiten, besonders an den Zähnen beobachten, so daß seine nähere Beschreibung und Abbildung zu rechtfertigen sein dürfte.

Beschreibung der Reste.

Der Schädel.

Taf. VIII (I), Profildarstellung.

Vom Schädel liegen nur die beiden Oberkiefer mit den in Abkauung begriffenen Backenzähnen und mit dem rückwärtigen Teile der Stoßzahnalveole vor, daran schließt sich nach rückwärts die Keil-

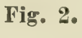
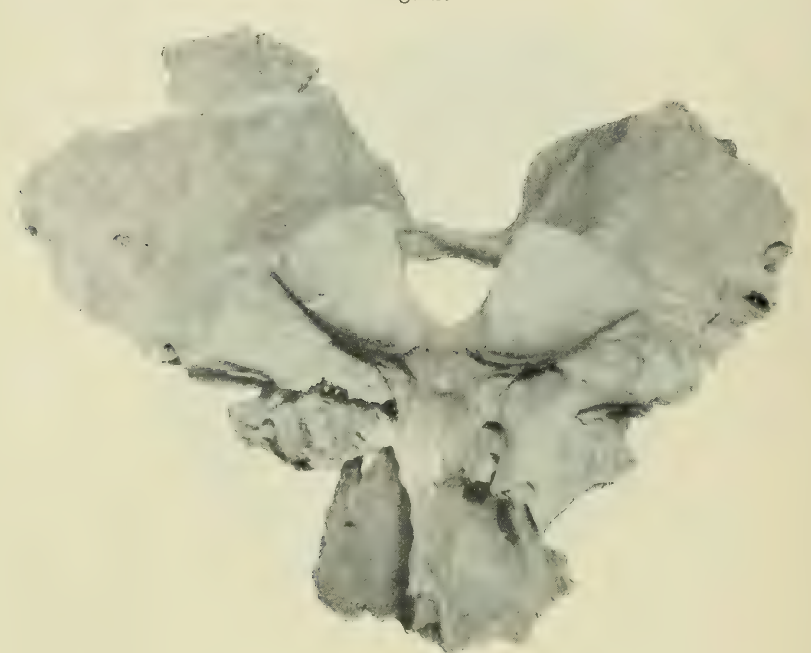


Fig. 2.



Hinterhaupt von außen und unten.

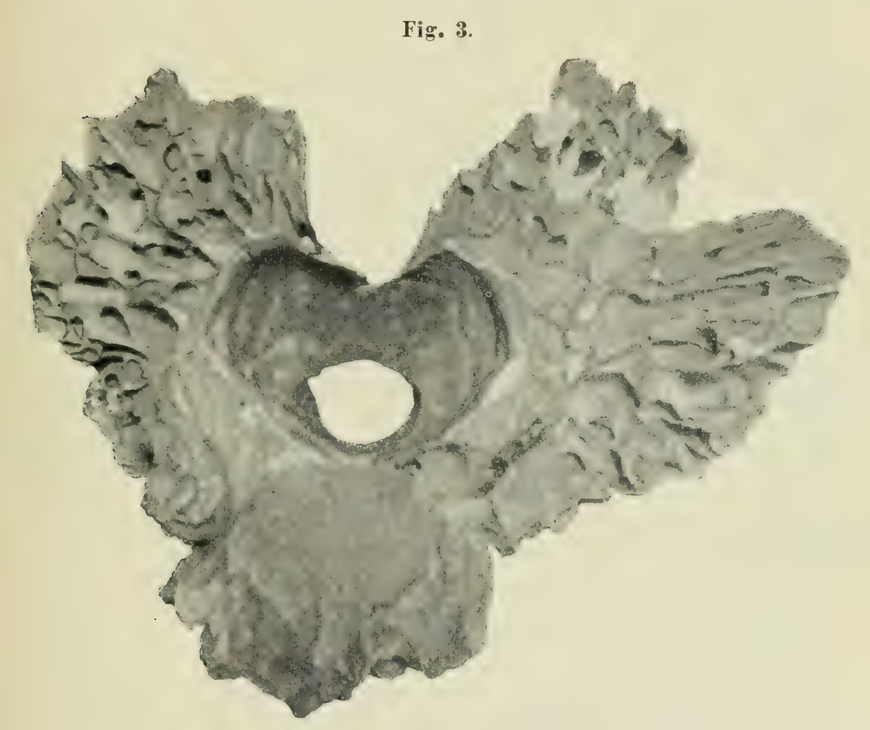
beinregion mit Teilen der Alveolarenumwandung der hinteren noch nicht voll entwickelten (zweiten) Backenzähne. Dahinter zieht sich, auf der rechten Seite zum Teil erhalten, ein kräftiger Fortsatz in die Tiefe, der an seiner Innenseite Teil hat an der Umwandung der Alveole des zweiten Mahlzahnes. Hier hat sich offenbar der sattelartig gebaute Teil des Schläfenbeines (Processus postglenoidalis) angeschlossen, der nicht mehr in sicheren Verband zu bringen ist, jedoch von beiden Seiten vorliegt. Die Lage des äußeren Gehörganges ist zu erkennen in ganz ähnlicher Form und Oberflächenbeschaffenheit wie bei *Elephas indicus*. In schönem Verbande damit steht nun das Hinterhaupt, dessen kräftige Gelenksköpfe im Profil gut sichtbar werden.

Die Länge vom Hinterrande des Condylus bis zum Vorderrande des ersten Molaren mißt 45 *cm*. Die Höhe des Hinterhauptes vom Unterrande bis zum oberen Bruchrande 29 *cm*.

Das Hinterhaupt (Fig. 2) zeigt sehr schön die beiden Condylen, das Hinterhauptsloch und das untere Hinterhauptsbein (Basioccipitale).

Das Occiput mit seiner tiefen und breiten mittleren Grube (fossa occipitalis) läßt sich gut erkennen. Links im Bilde auf der rechten Seite des Schädels sieht man das kräftig entwickelte Pterygoid, die Flügel des Keilbeines, dessen unteres Ende abgebrochen ist und wie schon erwähnt, an der Innenseite Teil hat an der Umgrenzung, der

Fig. 3.



Innenseite des Cranium-Restes.

Alveole des zweiten Molars. Das Basisphenoid ist gleichfalls zu erkennen und auch Teile des Praesphenoids. Auch einige der Foramen lassen sich erkennen, so das Condyloidforamen und ein Foramen lacerum.

In Fig. 3 sehen wir die Innenansicht der hinteren Partie des Craniums.

Man erkennt außer dem Hinterhauptsloch (Foramen magnum) auch die Hinterseite der Stirnhöhle gut ausgeprägt mit den einfachen Furchen (den Negativen) der Gehirnwindungen.

Das grobe Netzwerk der Luftzellen ist gut erhalten. Nach vorn in der Mitte: die Oberfläche des Keilbeinkörpers.

Dimensionen des hinteren Teiles des Craniums:

	Zentimeter
Entfernung der Außenkanten der Condylen .	23·0
Entfernung der Innenkante (Mitte)	7·6
Größte (obere) Breite der Condylen	8·7
Größte Länge der Condylen	10·8
Breite des Hinterhauptrestes	57·0
Höhe desselben	30·0
Breite des Basioccipitale	6·2
Breite des Hinterhauptsloches (innen) . . .	8·8
Höhe des Hinterhauptsloches	6·2

Der Unterkiefer.

Taf. VIII (I), Fig. 1 und 2.

Derselbe ist fast unverletzt erhalten mit allen vier Backenzähnen. Er ist am ähnlichsten dem von Leith Adams (Brit. foss. Elephants, Taf. VIII. Fig. 2) dargestellten Exemplar von Ilford und besitzt einen ähnlichen kleinen Fortsatz, der besonders in der Profildarstellung scharf nach vorn gezogen ist. Eine erwähnenswerte Verschiedenheit zeigen die Alveolarteile, die steil nach hinten ansteigen und sich gegen innen einander annähern. Die Kronfortsätze sind abgebrochen und nur auf der rechten Seite teilweise erhalten. Die eigentlichen Gelenkkopfepiphysen waren mit dem Stamm des Unterkiefers noch nicht vollkommen verschmolzen und sind in Verlust geraten. — Auch der Unterkiefer, welchen Pohlig von Speldorf abbildete (Nova acta LVII, 1891, pag. 435, Fig. *b*), hat in der Profildarstellung große Ähnlichkeit. Doch erscheinen bei diesem Reste die Oberränder gegen innen weniger auffallend angenähert.

Dimensionen:

	Zentimeter
Entfernung der beiden Gelenkkopfenden	35·0
Weite der Symphysenmulde vor den Zähnen	9·0
Größte Breite in der Nähe der Kronenfortsätze . . .	46·0
Entfernung der Außenränder in der Mitte der in Abkauung begriffenen Backenzähne	24·8
Entfernung der Innenränder der Alveolarfortsätze . .	6·0
Größte Breite der Äste	15·0
Entfernung der Gelenkkopfenden von der Symphysenspitze	62·0

Die Bezahnung.

Taf. VIII (I), Fig. 1 und 2 und Taf. IX (II).

In jedem der vier Kieferäste ist je ein Zahn in voller Abkautätigkeit gewesen und hinter jedem dieser vier Zähne ist der nächstfolgende unfertige Zahn erhalten. Die in Abkauung begriffenen Zähne besitzen im Oberkiefer und im Unterkiefer zehn bis auf die vordersten deutlich erhaltene Lamellen.

Die Zähne überhaupt und die Zahnoberflächen im besonderen sind auffallend breit gebaut. Die Lamellen der Kaufläche erscheinen durchweg (bis auf die beiden vordersten) einheitlich vom Email umschlossen.

Nach der Anzahl der Zahnlamellen und nach der Form und Größe der Kauflächen wären diese Zähne als die ersten Molaren (M_1) aufzufassen.

Dimensionen der Zähne (in Zentimetern):

	rechts oben	links oben	rechts unten	links unten
Größte Länge . . .	16·0	16·0	17·5	15·5
Größte Breite . . .	9·0	8·8	8·8	9·0

Die Breite (beziehungsweise Länge) der Lamellen der Unterkieferzähne ist geringer als jene der Zementsubstanz (6 : 9 *mm*), während dieses Verhältnis bei den Oberkieferzähnen wenigstens teilweise gleich erscheint. Im allgemeinen verhält es sich jedoch auch bei diesen beiden Zähnen ähnlich.

Große Ähnlichkeit hätte der von Leith Adams (l. c. Taf. XII, Fig. 2) abgebildete letzte Oberkiefer - Milchmolar von Torquay in Devonshire, er ist jedoch bedeutend kleiner. Die Länge verhält sich zur Breite = 8·9 : 4·65 (nach der in natürlicher Größe gegebenen Abbildung).

Hinter jedem Zahn der Kaufläche steht der zweite Molar (M_2). Diese vier Zähne bestehen zumeist nur aus den Zahnlamellen, die Zementsubstanz hatte nur zwischen den drei vordersten Lamellen sich einzulagern begonnen. Alle übrigen Zahnlamellen lagen unverbunden in den Alveolen.

Die Ausbildung dieser Zähne trägt den Charakter des Unfertigen an sich, so daß die schließliche Anzahl der Schmelzlamellen nicht festgestellt werden kann.

Bei allen vier Zähnen nimmt die Höhe der Zahnlamellen von vorn nach rückwärts sehr rasch ab.

Drei dieser Zähne gewinnen dadurch an Interesse, weil gerade ihre Vorderseiten trefflich erhalten sind und Merkmale an sich tragen, die bei keinem der zahlreichen Zähne, die ich nach der Literatur vergleichen konnte, wahrzunehmen sind. Nur bei einem der von Pomel (Éléphants quaternaires 1895, Taf. VII, Fig. 5) als *Elephas atlanticus* abgebildeten Zahnfragmente von Ternifine in Algier ist eine leichte Andeutung davon zu sehen. Die erwähnten drei Zähne, bei dem vierten sind gerade die ersten Lamellen in Verlust geraten, zeigen nämlich kurze, unvollständig entwickelte, vorderste Lamellen, welche miteinander innig verschmolzen sind [1]).

[1]) Diese Bildung, eine Art vorderer Talons habe ich, wie gesagt, sonst bei keiner der mir bekannt gewordenen Abbildungen von Mammutzähnen angetroffen. Prof. Pohlig, dem ich einen Gipsabguß eines der hinteren Zähne des Unterkiefers sandte, schrieb mir: „Die ‚Talons‘ sind häufig so kurz.“ Aber auch die zahlreichen Abbildungen in Pohligs großen Publikationen haben mir nichts ähnliches gezeigt. Es muß dabei, um Mißverständnisse auszuschließen, wiederholt betont werden, daß

Der Zahn (M_2) im linken Oberkiefer (man vergl. Fig. 6) läßt das Vorhandensein von zwölf Lamellen ohne jene verkümmerten vordersten erkennen. Von diesen zwölf Lamellen sind die ersten vier bis in die Kaufläche vorgerückt, doch sind nur die obersten zapfenartigen Vorragungen der Lamellen ganz leicht angekaut. Die verkümmerten vordersten Lamellen habe ich auf Taf. IX (II), Fig. 3 zur Abbildung gebracht. Man erkennt daran, wie wenig diese beiden vordersten Lamellen untereinander und mit der ersten normalen Lamelle verschmolzen sind und zwar nur im untersten Teile. Eigentümlich ist, daß sich auch zwischen die erste und zweite normal gebaute Lamelle solche Afterlamellen hineingeschoben haben. Sie sind auf der rechten (inneren) Seite der angeführten Figur zu erkennen, erreichen nur die halbe Länge der normalen Lamellen, sind nur auf der inneren Hälfte entwickelt und reichen nicht weit zwischen die Nachbarlamellen hinein. Zwei der normalen Lamellen sind in Verlust geraten.

Die erste normale Lamelle ist an der oberen Seite stark verdickt und besaß eine Höhe von mehr als 17 *cm*.

Die vierte mißt noch 17·2 *cm*, die sechste 16·1 *cm*, die achte 14·1 *cm*, die zehnte 10·7 *cm*, die zwölfte nur mehr 9·6 *cm*.

Die Breite der ersten Lamelle mißt 7·8 *cm*, die sechste 9·8 *cm*, die elfte 8·7 *cm*.

Während die ersten fünf Lamellen oben nur zahlreiche kurze Höcker besitzen, zeigen die letzten fünf eine tief reichende Zerschlitzung, so daß fingerartige Zapfen, bis zu 4 *cm* lang werdend, aufragen. Dieses Verhältnis zeigt Fig. 4 (Taf. IX [II]), welche den rechten Oberkieferbackenzahn von rückwärts zur Anschauung bringt und außer der Zerschlitzung auch das rasche Anwachsen der Lamellen nach vorn hin erkennen läßt.

Die zweiten Mahlzähne des Unterkiefers.

Taf. IX (II), Fig. 1 und 2.

Sie lassen vor allem die vordersten Afterlamellen besonders schön erkennen. Dieselben sind gleichfalls mit der ersten normalen Lamelle, aber nur unten innig verschmolzen. Zwei solche Afterlamellen sind recht vollkommen entwickelt, eine vorderste läßt sich nur andeutungsweise erkennen.

Die Angriffsfläche des vorschiebenden hinteren Zahnes lag noch tief unter der Kaufläche (man vergl. Taf. VIII [I], Fig. 2).

Nur der oberste Teil der ersten normalen Lamelle zeigt Resorptionsspuren dort, wo sie an die Knochenlamelle zwischen ersten und zweiten Zahn und an den ersten Zahn angepreßt wurde. Auch hier bei den Unterkieferzähnen ist diese erste Lamelle oben stark verdickt. Der erste Zahn wird in seinem hinteren Teile dadurch

---

diese verkümmerten Lamellen an der Vorderseite der Zähne stehen und nicht rückwärts, wie die eigentlichen „Talons". In der Sammlung meiner Lehrkanzel befinden sich übrigens Reste eines in seine Lamellen aufgelösten Backenzahnes von Heiligenstadt, an welchem ich eine ganz ähnliche Erscheinung beobachten konnte.

förmlich nach aufwärts gepreßt und sind in der Tat die hintersten Lamellen bereits ganz abgekaut, so daß sie wie ein letzter Rest über dem nach aufwärts drängenden hinteren Zahn liegen. Die beiden ersten Lamellen haben an ihrer Oberseite derbe kurze Knorren. Sie sind oben beinahe lanzettlich verschmälert mit Schlitzbildungen an der inneren Seite, welche schon bei der inneren Afterlamelle deutlich hervortreten (man vergl. Fig. 1, Taf. IX [II] des linksseitigen Zahnes). Die hinteren Lamellen verbreitern sich oben beträchtlich und tragen am Oberrande 13 bis 18 derbe, rundliche, knotige Höcker von geringer Höhe. Die Höhe der Lamellen nimmt bei den im allgemeinen niedriger gebauten Zähnen noch rascher ab als bei den hinteren Oberkieferzähnen.

Bei der ersten normalen Lamelle beträgt diese Höhe 13·6 *cm*, bei der noch erhaltenen zehnten Lamelle des rechten Zahnes nur mehr 7·5 *cm*.

Die Breite der ersten (normalen) Lamelle mißt 7·75 *cm*, die der zehnten aber 9·3 *cm*.

Die beiden Stoßzähne.

Taf. VIII (I), Fig. 3.

Der l i n k e Stoßzahn (siehe Fig. 4 auf umstehender Seite) konnte, wie bereits erwähnt worden ist, fast in seiner Gänze aus vielen Stücken zusammengesetzt werden. Er ist von geradezu idealer Form und nur der oberste Rand der Pulpa ließ sich nicht ganz wiederherstellen, obwohl noch viele lose Stücke vorliegen.

Der r e c h t e Stoßzahn ist weniger vollständig, vor allem fehlt die äußerste Spitze, welche nur bis an dieselbe Stelle reicht, wo auch die Spitze des linken schräg abgebrochen war. Der Verlauf der Krümmung läßt sich aus den beiden Darstellungen (von vorn Taf. VIII (I), Fig. 3, von der Seite Fig. 4) sehr gut ersehen. Beide Incisiven schließen recht wohl an die sanft muldig vertieften Zwischenkieferreste an.

Die Dimensionen (in Zentimetern):

	Maße des linken Stoßzahnes	Maße des rechten Stoßzahnes
Länge des linken Stoßzahnes an der Zahnoberfläche gemessen:		
Außen	225·0	
Innen	181·0	(144·0 i. S.)
Länge der Verbindungslinie vom Rande der Pulpe zur Zahnspitze, in der Sehne gemessen . .	102·0	(108·5)
Dicke am Oberrande von vorn nach hinten .	15·0	(14·0)
„ „ „ „ rechts nach links . .	13·2	(12·5)
Dicke in der Mitte von vorn nach rückwärts .	11·5	(11·0)
„ „ „ „ „ rechts nach links . .	11·4	(10·3)

Die Wirbel.

Taf. X (III), Fig. 1—5.

Es liegen mir im Ganzen nur fünf Wirbel vor. Sie sind auf der Zusammenstellung der verschiedenen Knochen des Skeletts abgebildet. Allen Wirbeln fehlen die Epiphysen der Wirbelzentren. Zwei der Wirbel (Fig. 1 und 2) stammen aus dem vorderen Teile der Brustregion. Der besser erhaltene könnte etwa der dritte


Fig. 4.



Linker Stoßzahn von der Seite.

Brustwirbel sein (Fig. 1). Er besitzt die beiden derb verdickten Diapophysen und den Dornfortsatz bis auf das abgebrochene obere Ende. An der Basis der Diapophysen finden sich unten sowohl vorn als rückwärts Fazetten für die Rippenköpfchen. An der Basis der beiden Äste des Dornfortsatzes liegen vorne muldige Fazetten zur Aufnahme der rückwärtigen Apophysen des vorhergehenden Wirbels, rückwärts treten die schräg nach aufwärts und oben nach rückwärts strebenden Ansatzstellen der Anapophysen auf. Der Dornfortsatz hat vorn eine kurze, rückwärts eine weite und tiefe, bis an die Bruchstelle zu verfolgende Furche.

	Zentimeter
Die größte Entfernung der Enden der Diapophysen beträgt	27·0
Die Breite der Oberfläche des Wirbelkörpers an der Gelenkfläche	13·7
Dessen größte Länge	11·3
Die Höhe des Dornfortsatzes vom Wirbelkörperoberrand bis zur Bruchstelle	32·8

Aus derselben Region der Wirbelsäule liegt noch ein Wirbelkörper von ganz ähnlichen Verhältnissen vor (Fig. 2), dessen Dornfortsatz abgebrochen ist.

Recht auffallend ist der 10. oder 11. Brustwirbel beschaffen (Fig. 3), indem der Dornfortsatz scharf nach rückwärts gewendet ist, so daß er beinahe parallel zur Rückgratachse gestellt ist, was bei dem von mir in Vergleich gezogenen Skelett des indischen Elephanten nicht entfernt so auftritt, während es bei dem Mastodon der Cuvierschen Darstellung (Oss. foss. I. Mastodon, Taf. V.) ähnlich so sich verhalten dürfte.

Die Enden der Diapophysen sind abgebrochen. Am oberen Seitenrande der Wirbelkörper liegen vorn und rückwärts die tiefen Fazetten für die Rippenköpfe. Der Dornfortsatz ist schlank und hat einen dreiseitigen Querschnitt mit scharfer Kante nach vorn, auf der Rückseite verläuft eine tiefe Furche über etwa zwei Drittel der Länge, während sie zu oberst verflacht. Es fehlt nur die Epiphyse.

	Zentimeter
Die Breite des Wirbelkörpers von den Außenrändern der Fazetten beträgt	13·8
Die Höhe des Wirbelkörpers in der Mittelebene .	10·7
Die Länge des Dornfortsatzes von der rückwärtigen Einbuchtung in der Mittelebene	37·7

Der 18. oder 19. Rumpfwirbel (Fig. 4) ist in der Gegend der Diapophysen beschädigt. An den Seiten des Wirbelbogens stehen in der Mitte die Fazetten für die Rippenköpfchen, wodurch sich die Stellung nach dem Skelett von *Elephas indicus* im Naturhistorischen Hofmuseum recht gut bestimmen läßt. An der Oberseite des Wirbelbogens vorn die breiten Auflager der Zygapophysen, nach rückwärts sehr große Fazetten der Zygapophysen. Der Dornfortsatz ist schwach und seine Spitze abgebrochen:

	Zentimeter
Breite des Wirbelkörpers am Oberrande .	10·4
Höhe des Wirbelkörpers in der Mittelebene	10·8

Viel breiter und derber ist der 23. oder 24. Rumpfwirbel gebaut (Fig. 5). Der Rückenmarkskanal ist sehr verbreitert, gegenüber jenem des 10. oder 11. Wirbels (5·5 *cm*) auf 9 *cm* bei einer Höhe des Rückenmarkskanals von 3·9 *cm* gegen 4·8 *cm* des 10. oder 11. Wirbels. — Dieser Wirbel dürfte unmittelbar vor den Sacralwirbeln gestanden haben.

Rückwärts sieht man vorn am Dache des Rückenmarkskanals die Fazetten für die Zygapophysen des vorangehenden Lendenwirbels, nach rückwärts sind kräftige Zygapophysen entwickelt, an der Basis des schwachen (abgebrochenen) Dornfortsatzes.

	Zentimeter
Größte Breite des Wirbelkörpers . . .	14·2
Größte Höhe des Wirbelkörpers . . .	10·7

Die beiden Schulterblätter.

Taf. X (III), Fig. 6 und 7.

Sie ließen sich beide aus vielen Stücken zusammenfügen, so daß das linke (Fig. 6) fast vollständig vorliegt, nur ein Teil des hinteren Randes fehlt, während beim rechten (Fig. 7) besonders auch an der oberen Umrandung Teile in Verlust geraten sind.

Von Schulterblättern des *Elephas primigenius* besitzen wir einige recht gute Abbildungen. Schon Cuvier (Oss. foss. I. *Elephas*, pag. 188, Taf. VIII, Fig. 8) hat ein rechtes Schulterblatt aus dem Berliner Anatomischen Museum abgebildet. Blainville hat ein rechtes Schulterblatt unter der Bezeichnung *Elephas primigenius meridionalis* (Taf. V) vom Val-d'Arno zur Abbildung gebracht. Die schönste Darstellung findet sich in Leith Adams (Brit. foss. Elephants, Taf. XV, Fig. 1) aus dem British Museum von Ilford in Essex. Gerade dieses Stück, eine linke Scapula, eignet sich gut zum Vergleiche mit dem Stücke von Wilsdorf.

Der auffallendste Unterschied liegt im Verlaufe der Spina scapulae. An dem Ilford-Schulterblatte zeigt dieselbe gegen den Oberrand hin einen bogigen Verlauf gegen vorn, während dieselbe bei dem Stücke von Wilsdorf geradlinig gegen den Oberrand hinaufzieht, was der Darstellung bei Cuvier näher kommt, wo nur eine ganz leichte Krümmung vorhanden ist, ganz ähnlich wie bei dem Wilsdorfer Stücke. *Elephas primigenius etruscus Blainv.* käme in dieser Beziehung dem Verlaufe beim Wilsdorfer Schulterblatt am nächsten.

Das Acromion dieses Schulterblattes fehlt zum größten Teil. Der nach rückwärts gerichtete Fortsatz ist von fast dreiseitigem Umrisse, an der Oberfläche gleichmäßig gekrümmt und scheint von kürzerer gedrungenerer Form gewesen zu sein als bei dem Ilforder Schulterblatte, bei welchem eine Art von ebener leistenförmiger Erhöhung gezeichnet wird.

Der Coracoidfortsatz erscheint etwas mehr vorgezogen als bei dem Stücke von Ilford, jedoch weniger weit als es Cuvier zeichnen ließ. — Auf der Innenseite zieht eine breite Erhöhung von der Spinaecke des Oberrandes zum Coracoidfortsatz hin, der vordere und rückwärtige Teil der Oberfläche sind gleichmäßig muldig vertieft.

Im übrigen werden sich die Verhältnisse aus den Vergleichen der Maße am besten ergeben.

	Scapula von Wilsdorf	Scapula von Ilford (nach der Abbildung)
	Zentimeter	
Länge der oberen Kante von der Ansatzstelle der Spina aus ca.	68	77·5
Von der Ecke des Glenoidalrandes zur Gelenkfläche ca.	46	54·0
Länge } der Gelenkfläche	18	21·5
Breite } der Gelenkfläche	9	10·5
Vom Coracoidfortsatz bis zur oberen Ecke des Oberrandes	74	87·5
Höhe der Spina scapulae	11	15·75

Das Becken.

Taf. X (III), Fig. 8.

Zum Vergleiche liegt mir vor das von Cuvier abgebildete Becken von Amsterdam (aus Sibirien) (Oss. foss. I, pag. 190, Taf. X, Fig. 1, 2), welches auch Blainville (l. c. Taf. VI) zur Abbildung gebracht hat. Cuvier hat Taf. VII, Fig. 1—4, auch das Darmstädter Becken abbilden lassen. Von Wilsdorf liegt mir ein großes Bruchstück der rechten Beckenhälfte vor. Dasselbe besteht aus einem großen Teile des Hüftbeines (Ileum), der ganzen Pfanne und Stücken des Schambein-(Pubis)-Astes und des Sitzbein-(Ischium)-Astes; vom foramen obturatorium ist nur der an die Pfanne angrenzende Teil der Umrandung erhalten.

Auffallend ist am Ileum des Wilsdorfer Fundes die starke Vertiefung, welche an der Außenfläche auftritt, zwischen den oberen und unteren randlichen Verdickungen. Am Oberrande ist ein Teil des Ansatzes an das Kreuzbein erhalten. Die Pfanne ist groß und nur an ihrem Innenrande etwas verbrochen.

	Zentimeter
Ihre Länge mißt	16·5
Die Breite	16·2

Der Knorren an der Basis des Ischiumastes ist weniger stark als bei dem Amsterdamer Becken. Auch an der Basis des Pubisastes ist ein etwas breiterer solcher Knorren vorhanden.

	Zentimeter
Die größte Breite des Beckenstückes von Wilsdorf mißt	64
Die größte Länge vom Kreuzbeinansatze bis zum Bruchrande des Pubisastes	67

Das rechte Wadenbein.

Taf. X (III), Fig. 9.

Von den Extremitäten liegt mir nichts vor als die Fibula der rechten Seite, und zwar nur der Schaft, die beiden Epiphysen fehlen. Diese Diaphyse hat eine größte Länge von 49 *cm*, während

jene des Skeletts von *Elephas indicus* im naturhistorischen Hofmuseum von einem etwas älteren Individuum im ganzen nur 45 *cm* Länge besitzt.

	Zentimeter
Die untere größte Breite beträgt . . .	7·9
Die obere	4·9

In der Mitte ist der Schaft von abgerundet dreieckigem Querschnitte. Am unteren Ende ist er zweikantig, am obersten Ende beinahe fünfkantig. Besonderes ist dabei nicht zu bemerken.

Die Rippen.

Taf. X (III), Fig. 10—25.

Von der rechten Seite liegen mir zumeist nur Teile von zwölf Rippen (Fig. 10—21) und von der linken Seite von vier Rippen (Fig. 22—25) vor. An allen sind die Gelenksenden erhalten, und zwar wieder in allen Fällen ohne die Epiphysen. Von einer der breit gebauten vordersten Rippen (vielleicht die zweite, Fig. 10) liegt ein 69 *cm* langes Bruchstück vor, das im oberen Teile (hinter dem Tuberculum) eine Höhe von 7·3 *cm* bei einer Dicke von nur 2·2 *cm* aufweist. In der oberen Hälfte treten vorn und rückwärts breite flache Vertiefungen auf, so daß die Dicke hier nur 1·5 *cm* beträgt.

Nur eine einzige der rechtseitigen Rippen (Fig. 13), es könnte die fünfte sein, ist bis auf die Epiphysen vollkommen erhalten. Sie hat im Bogen gemessen eine Länge von 98 *cm*, in der Sehne von 83 *cm*. Im Vergleiche mit den Rippen von *Elephas indicus* sind jene von Wilsdorf schmäler, aber trotzdem derber gebaut, ihr Querschnitt, bei *Elephas indicus* beinahe zweischneidig und flach, ist bis weit über die Mitte beinahe prismatisch gebaut mit einer besonders gegen das Gelenksende hin scharf und tief ausgeprägten Furche an der Außenseite, die in der Nähe des Gelenksendes als scharfe Kante vorspringt. Der Verlauf des Bogens der Rippe läßt von der eigenartigen Krümmung, wie sie Zittel (Paläozoologie I, IV, pag. 472) ganz ähnlich so wie Cuvier (l. c. Taf. XI, Fig. 1) zeichnet, nichts erkennen. Nur im unteren Viertel der Länge erscheint der Schaft flach und zweikantig.

	Zentimeter
Der Querschnitt mißt im ersten Viertel der Länge von oben nach unten	3·6
Von außen nach einwärts	2·7
Die Entfernung des Mittelpunktes des Capitulums vom Tuberculum beträgt	6·0

Von der in Fig. 15 dargestellten hinteren Rippe fehlt nur das unterste Ende. Sie hat eine Länge (in der Sehne) von 76 *cm*.

Studien über die Tektonik des Sonnwendgebirges.

Von O. Ampferer.

Mit 11 Zinkotypien im Text.

Das geologische Hauptproblem des Sonnwendgebirges liegt in der Erklärung der Entstehung der eigenartigen Hornsteinbreccie.

Wähner hat in seiner klassischen Beschreibung des Sonnwendgebirges eine Menge wichtigen und grundlegenden Materials zur Lösung dieser Frage zusammengetragen, trotzdem muß seine Erklärung der Hornsteinbreccie als Dislokationsbreccie als verfehlt bezeichnet werden.

Ich habe seit dem Jahre 1901 nahezu Jahr für Jahr einige Tage dem Sonnwendgebirge widmen können, das in seinen selten klar gezeichneten tektonischen Erscheinungen für den Alpenforscher unerschöpfliche Anziehungskraft enthält.

Während mich nun diese stetig weitergeführten Untersuchungen immer mehr von der Richtigkeit der Wähnerschen Beobachtungen überzeugten, möchte ich in dieser Schrift den Nachweis liefern, daß die Hornsteinbreccie trotzdem nicht als Dislokationsbreccie gedeutet werden kann.

Wähner findet den Hauptgrund gegen die sedimentäre Bildung der Hornsteinbreccien in ihrer Einschaltung zwischen ausgesprochene Tiefmeerablagerungen.

Es sind dies im Liegenden die Radiolarienschichten, im Hangenden die oberjurassischen Hornsteinkalke.

Mit den Radiolarienschichten stehen die Breccien, wie man besonders schön am Nordabhang des Rofans und an der Ostabschrägung des Sonnwendjoches erkennen kann, in mehrfacher Wechsellagerung. Wähner hat zuerst diese wichtigen Stellen beschrieben und profilmäßig dargestellt. Ich habe diese Orte sowohl vor als auch nach dem Erscheinen seines Werkes besucht und kann die Richtigkeit seiner Angaben vollauf bestätigen.

Diese Wechsellagerungen können nun nach seiner Meinung keine ursprünglichen sein, da ja die Radiolarienschichten als Gebilde großer Meerestiefe nicht mit Breccien verbunden sein können.

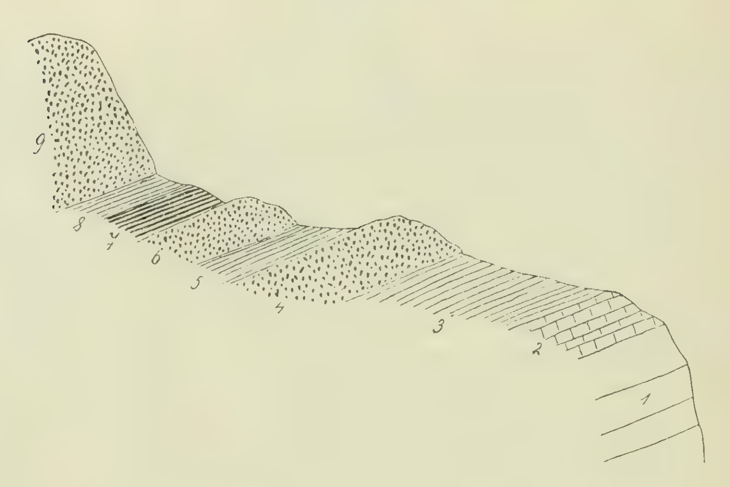
Die Hypothesen von Radiolarienschwärmen, welche etwa in die Nähe der Küste getrieben worden wären, sowie jene einer Einstreu von gröberem Schutt in die Tiefseesedimente durch schwimmende Eisberge werden als nicht wahrscheinlich bezeichnet. Aus demselben

Grunde wird auch die Annahme von gebirgsbildenden Hebungen als zur Erklärung ungeeignet abgewiesen.

So leitet Wähner die Notwendigkeit ab, die Hornsteinbreccien als Dislokationsbreccien zu begreifen. Dementsprechend müssen die Wechsellagerungen der Breccien mit den Radiolarienschichten als kleinere, mehrfältige Überschiebungen gedeutet werden.

Diese Erklärung widerspricht nun aber entschieden allen Aufschlüssen der Wechsellagerungen. Man lese zum Beispiel die vortreffliche Schilderung nach, welche Wähner pag. 296 und 297 von diesen Verhältnissen am vorderen Sonnwendjoche entwirft (siehe Fig. 1).

W. **Fig. 1.** O.



Verkleinerte Kopie nach Wähner.

1. Weißer Riffkalk. — 2. Roter Liaskalk. — 3. Radiolarienschichten. — 4. Hornsteinbreccie (Breccie reich an rotem Crinoidenkalk). — 5. Radiolarienschichten. — 6. Hornsteinbreccie (ähnlich 4). — 7. Radiolarienschichten (feinkörnige Breccien). — 8. Radiolarienschichten. — 9. Hornsteinbreccie.

Die höheren Lagen der Radiolarienschichten stellen hier vielfach ein feinkörniges tonreiches Crinoidengestein dar.

Es ist jedenfalls mechanisch ganz unbegreifbar, daß die unteren Lagen einer durch mächtige Abscherungs- und Ausquetschungsvorgänge zusammengestauten Masse so feingegliederte, ruhige Wechsellagerungen mit den dünnschichtigen Radiolariengesteinen bilden können.

Da müßten heftige Verfaltungen und Störungen stattfinden. Gerade der erneute Besuch dieser Wechsellagerungen hat mir die Unmöglichkeit der Wähnerschen Annahme geoffenbart.

Diese ruhigen, glatten, nicht sehr ausgedehnten Wechsellagerungen treten bezeichnenderweise gerade im Liegenden der Hornsteinbreccie auf. Sie bilden gewissermaßen Verbindungsglieder mit den Radiolarienschichten. Das spricht schon sehr für eine sedimentäre

Entstehung. Nach meiner Anschauung erfuhr das Gebiet des heutigen Sonnwendgebirges nach Ablagerung der Radiolarienschichten oder erst etwas später eine bedeutende Erhebung und Verstellung, welche letztere dann beträchtliche seitliche Massenbewegungen ins Leben rief.

Man kann sich dieselben vielleicht nach Art der von E. Reyer beschriebenen Gleitfaltungen bei der Emersion noch plastischer Sedimente, vielleicht aber auch als gewöhnliche Faltungen und Schiebungen verständlich machen.

Diese Gebirgsbildung im kleinen verfiel der Erosion, welche ihre Beute den verschiedenen entblößten Ablagerungen der ganzen Umgebung entnahm und in den Einsenkungen wieder zum Absatz brachte. Die also gebildeten Ablagerungen stellen unsere Hornsteinbreccien dar.

Von dieser Anschauung aus sind die Wechsellagerungen mit den Radiolarienschichten sehr einfach als lokale Umschwemmungen und Umlagerungen von benachbarten Radiolarienschichten zu erklären. Umschwemmungen noch weicher, frisch erhobener Sedimente konnten um so leichter entstehen, als gewisse Zonen der Radiolarienschichten ja noch heute plastische Tone enthalten.

Wähner hat an der Südseite des Rofans zwischen Radiolarienmergeln plastische Tone entdeckt, welche, wie seine Untersuchungen lehrten, schlechterhaltene Radiolarien umschließen.

Die Erklärung der Wechsellagerungen als Um- und Einschwemmungen wird auch dem vereinzelten, sehr lokalen Auftreten dieser Erscheinung gerecht.

Es liegt in der Mechanik eines solchen Vorganges, daß Umschwemmungen und Wechsellagerungen dieser Art nur als Ausnahmsgebilde in beschränktem Umfange zustandekommen können. Bei weiterem Eindringen der Erosion und Höherschwellen der Schuttmassen wird die Möglichkeit dazu immer geringer.

Wenn uns so schon die Wechsellagerung zwischen Radiolarienschichten und Hornsteinbreccien auf eine sedimentäre Entstehung hinweist, so bietet der Aufbau und die Beschaffenheif der Breccien noch viele weitere sedimentäre Merkmale.

Es ist überflüssig, hier aufs neue eine Schilderung der Eigenschaften der Hornsteinbreccie zu entwerfen, nachdem dieselbe von Wähner in seinem Sonnwend-Werke so gründlich und vielseitig als nur möglich gegeben worden ist.

Man kann an vielen Stellen eine hornsteinreiche eigentliche Breccie von einem meist aus Kalken gebildeten Konglomerate scheiden. Die Gerölle des Konglomerats sind nie so schön abgedrechselt wie etwa jene der Gosaukonglomerate, meistens zeigen sie uns eine unvollkommene Bearbeitung, welche Geröllen entlang von kurzen Wasserwegen eigen ist. Vielfach sind auch scharfkantige Brocken darunter zu finden.

Die Mannigfaltigkeit der Komponenten dieser Breccien und Konglomerate ist sehr groß.

Folgende wohl charakterisierte Gesteinsarten konnten bislang in der Breccie nachgewiesen werden:

1. Plattenkalk mit *Rissoa alpina Gümb.;*
2. Kössener Kalke und Mergel mit vielen Versteinerungen;
3. Oberrätische Mergelkalke mit Versteinerungen;
4. Viele Abarten des weißen Riffkalkes;
5. Hierlatzkalke mit Fauna;
6. Crinoidenbreccien;
7. Verschiedene Liaskalke und Liaszonen mit Versteinerungen;
8. *Grauer Mergelkalk mit *Amaltheus spinosus Brug.;*
9. *Hellrote Kalke mit *Parkinsonia Parkinsoni Sow.* (Unteroolith);
10. *Hellrote Kalke mit *Perisphinctes;*
11. Verschiedene Gesteine der Radiolarienschichten;
12. Schwärzliche Hornsteine mit Spongiennadeln;
13. Rote Hornsteine mit Radiolarien;
14. *Kieselige, violettgrüne Kalke (Haufwerk von Spongiennadeln) mit *Koninckina Wähneri Bitt.;*
15. Graue Kalke mit verkieselten Korallen und Nerineen.

Die mit einem * bezeichneten Schichtzonen sind bisher anstehend im Sonnwendgebirge nicht entdeckt worden.

Diese Verhältnisse haben vom Standpunkte unserer Auffassung keine Schwierigkeiten, da ja der Erosion ein ziemlich weites Feld für ihre Raubzüge offen gewesen sein kann. Auch das Vorkommen von Kalken, welche den hangenden Hornsteinkalken gleichsehen, bietet keine Hemmnisse, da ja diese leicht bei den späteren Gebirgserschütterungen in die Hornsteinbreccien gelangt sein können.

Wenden wir uns nunmehr nach diesen einleitenden Ausführungen dem Kerne unserer Arbeit, der Untersuchung der Beziehungen der Hornsteinbreccie zur Tektonik ihrer Umgebung zu.

Wenn die Hornsteinbreccie im wesentlichen eine Dislokationsbreccie darstellt, so muß sie mit der erzeugenden Tektonik ihrer Umgebung, mit den zerdrückten Falten und den Schubflächen in engster Verbindung stehen.

Dieser Ansicht war auch Wähner, der in ihr ja die Ansammlung jener Gesteinstrümmer erblickt, welche aus den verquetschten, zertrümmerten Mittelschenkeln der Falten und den Schubsplittern hervorgingen.

Untersuchen wir nun, bevor wir die tatsächlichen Lagerungsverhältnisse besprechen. die Entstehungsbedingungen der wichtigsten Typen von Dislokationsbreccien.

Es liegt in dem Vorgang der Faltung begründet, daß selbst bei stark ausgequetschten Mittelschenkeln die Möglichkeit der Breccienbildung eine ziemlich beschränkte bleibt.

Denken wir uns in einem Schichtsystem zwischen zähere, elastischere Gesteine eine oder mehrere Zonen von spröden, brüchigen Schichten eingeordnet und das Ganze nun einer heftigen Faltung unterworfen. Es sollen sich schiefliegende Falten herausbilden und dabei die Mittelschenkel eine so starke Zerrung erleiden, daß die härteren Schichtlagen zerrissen und zerbrochen werden. (Fig. 2.)

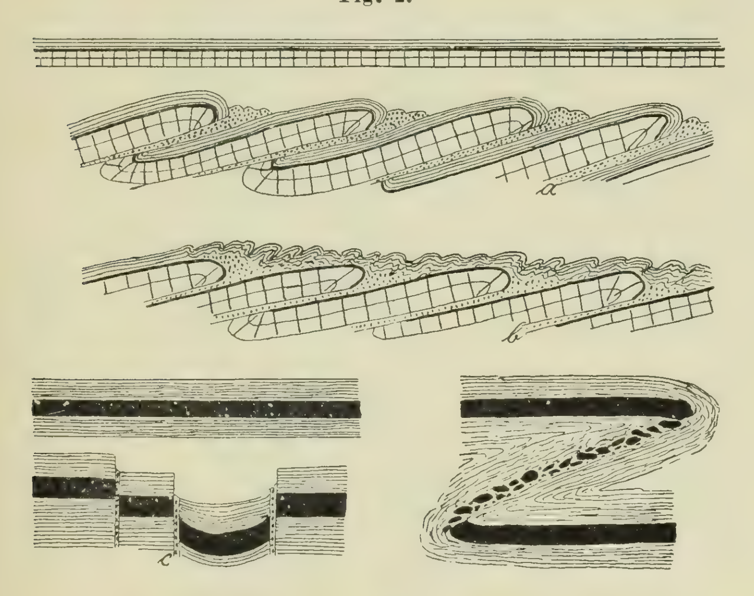
Dieser Fall ist unbedingt mechanisch möglich und ähnliches auch oftmals in der Natur zu erkennen.

Hier kann nun durch die Zerreißung der härteren Gesteinslagen zwischen den weicheren eine Trümmerzone entstehen. Diese Zone nimmt natürlich jene Lage ein, welche den erzeugenden Schichtbänken in der Falte entspricht. Diese Breccie besteht aus den Stücken der zerbrochenen Schichten und sie kann unter Umständen mit Bestandteilen der anliegenden Zonen vermengt sein.

Wie man auch die Bedingungen für diesen Typus von Dislokationsbreccien verändern mag, so bleibt doch stets die enge Eingliederung der Trümmerzone in ihr Faltungsbett sowie die außerordentlich geringe Mischungsmöglichkeit aufrecht erhalten. Es ist ganz unmöglich, auf diesem Wege durch Ausquetschen und Zerreißen von Mittelschenkeln eine bunt gemischte Trümmermasse zu erhalten.



Fig. 2.

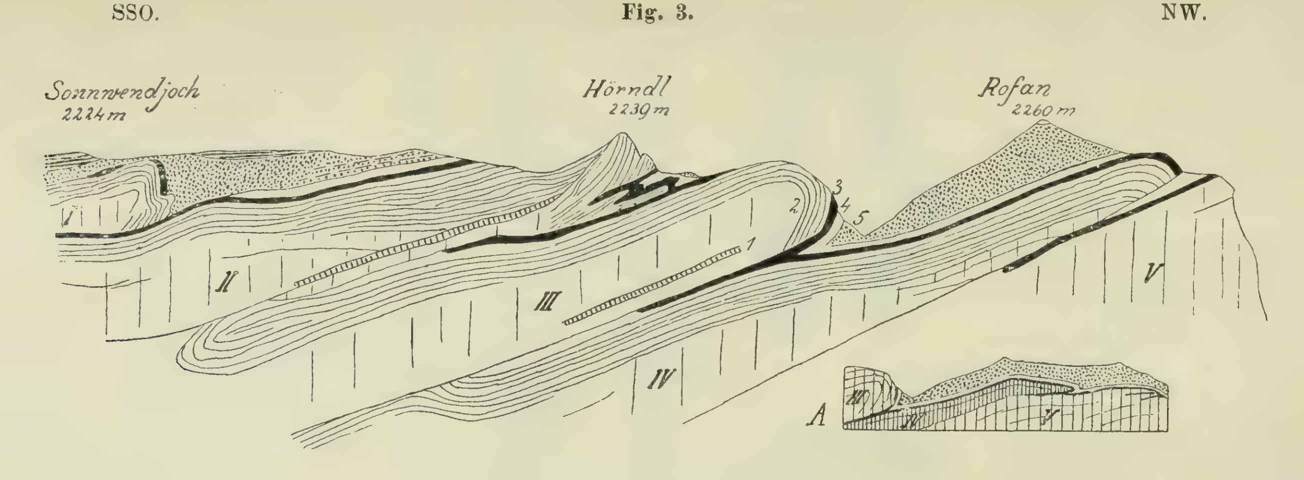


Was für eine geschlossene Falte gilt, finden wir innerhalb weiterer Grenzen auch bei der zerrissenen Falte wieder. Denken wir uns wieder unser altes Schichtsystem einer Faltung übergeben. Diesmal sollen jedoch die entstehenden schiefen Falten so stark gespannt werden, daß sich parallel den Mittelschenkeln Schubflächen ausbilden und die weitere Zusammenpressung nun zu schuppenförmigen Überschiebungen führt. (Fig. 2.)

Auch diese Art von Massenumlagerung ist sehr oft zu beobachten und wir haben am Ostrande des Sonnwendgebirges ein ausgezeichnetes Beispiel dafür erschlossen. Wähner gebührt das Verdienst, diese Lagerung hier zuerst in ihrem vollen Umfang richtig erkannt und vortrefflich dargestellt zu haben. (Fig. 3.)

Die Lage der hier unter bestimmten Voraussetzungen entstehenden Dislokationsbreccie ist engstens an die Schubbahn geknüpft. Die

Fig. 3.



Verkleinerte Kopie nach Wähner.

1. Oberrätischer Mergelkalk. — 2. Weißer Riffkalk. — 3. Roter Liaskalk. — 4. Radiolarienschichten. — 5. Hornsteinbreccien.

Am Sonnwendjoch liegt noch eine Lage von Oberjurakalken über den Hornsteinbreccien.

I—V. Einzelne Schubkörper.

A = Skizze der Auflagerung der Hornsteinbreccie des Rofankammes auf verschiedenen Schubkörpern nach den vereinigten Aufschlüssen der Ost- und Nordwestwand.

Schubbahn bildet in gewissem Sinne eine Fortsetzung des zerrissenen Mittelschenkels und so stellt auch ihre Breccie eine Verlängerung derjenigen des Mittelschenkels dar.

Die Mischungsmöglichkeit ist bei dieser Ausbildungsart von Breccien größer als in dem ersterwähnten Falle. Trotzdem sind derselben auch hier enge Grenzen gegeben. Es können sich je nach der Länge der Schubbahn und dem Wechsel der durchschnittenen Schichten mehr oder weniger zahlreiche Gesteinsarten an der Breccienbildung beteiligen.

Die Mischung kann, da nur eine Bewegung stattfindet, nur in dieser einen Richtung erfolgen. Zwischen den parallelen Stromfäden eines solchen Mischungsfeldes kann keine Vermengung stattfinden. Das gilt nur solange, als die Bewegung der Schubmassen in einer und derselben Richtung erfolgt. Bei so kleinen Verschiebungen, wie wir sie im Sonnwendgebirge beobachten können, ist diese Bedingung höchstwahrscheinlich erfüllt.

Wenn also verschiedene Gesteinsarten durch eine angenähert geradlinige Bewegung zu einer Dislokationsbreccie aufbereitet werden, müssen ihre Trümmer in der Breccienmasse streifenförmig und parallel der Schubrichtung angeordnet sein.

Die Anordnung der Gesteinsstreifen in einem solchen Mischungsfelde entspricht jener der einzelnen Moränenwälle und Schuttnähte eines mehrfach zusammengeschweißten Gletscherstromes.

Was nun die Lage der hier erzeugten Breccien betrifft, so ist klar, daß wir einerseits entlang der Schubfläche, anderseits vor der Stirn der Schubmasse eine mehr oder weniger zusammenhängende Ansammlung von Breccien erwarten können.

Diese Art der Lagerung erinnert an eine Wurzel (*a* in Fig. 2) und wir wollen sie auch so bezeichnen.

Bei dieser Betrachtung ist von allen nebensächlichen Breccienbildungen innerhalb der einzelnen Bewegungskörper abgesehen und das Interesse nur dem Haupterzeugnisse zugewendet.

Die Breccien, welche so durch Überschiebung gebildet werden, sind entweder zwischen ruhende und überschobene oder zwischen zwei ungleich bewegte Massen eingeschaltet.

Es soll hier nun auch noch kurz jene Abänderung der Sachlage besprochen werden, welche herheigeführt wird, wenn nur der untere Teil eines Schichtsystems an solchen Überschiebungen teilnimmt. Wie wir aus der schematischen Darstellung (*b* in Fig. 2) ersehen, bleibt die Lage und Ausbildung der Dislokationsbreccien dieselbe, nur werden die oberen Schichtlagen, welche der erzeugenden Tektonik nicht gehorchen, aufs lebhafteste verschoben, zerbrochen und gefältelt. So entsteht aus ihnen ein Gebilde, das bei genügend heftiger Zerrüttung und Zertrümmerung ebenfalls wieder als eine Dislokationsbreccie bezeichnet werden kann.

Dieselbe unterscheidet sich sowohl durch ihre Lage als auch vor allem durch ihre Zusammensetzung von den früher besprochenen tektonischen Breccien.

Sie greift über die tektonischen Elemente ihres Untergrundes diskordant hinweg und besteht ähnlich wie die Trümmerzone eines

verzerrten Mittelschenkels hauptsächlich aus den Brocken einer bestimmten Schichtzone.

Um die äußere Analogie mit einzelnen Verhältnissen des Sonnwendgebirges zu vollenden, können wir nun noch die Annahme zufügen, daß diese obere Schichtserie, welche nicht unmittelbar in die Tektonik ihres Untergrundes einbezogen ist, aus zwei sehr verschiedenen Teilen bestehe. Der untere, brüchigere werde zu der eben beschriebenen Breccie umgearbeitet, während sich zum Beispiel in den oberen, zäheren Massen wieder eine selbständige Überschiebungstektonik ausbilde. Diese oberen Schichtlagen schwimmen gleichsam über der Breccie. Das würde nach Wähner eben dem Verhältnis der Hornsteinbreccie zu den auflagernden Oberjurakalken entsprechen.

Für die Auffassung der Breccie ändert sich dadurch sehr wenig, nur die Mischungsmöglichkeit wird erhöht, indem ihr nunmehr nicht nur von der Unterseite, sondern auch von der Decke fremde Bestandteile einverleibt werden können.

Neben diesen durch Faltung und Schub erzeugten Dislokationsbreccien können solche auch durch Verwerfungen gebildet werden. Ihre Anordnung folgt streng der Vorzeichnung der Verwerfungsflächen und die Sprunghöhe gibt im Verhältnis zu der betroffenen Schichtreihe die Mischungsmöglichkeiten an (*c* in Fig. 2).

Untersuchen wir nunmehr die tatsächlichen Lagerungen der Hornsteinbreccie im Sonnwendgebirge.

Den großartigsten Aufschluß gewähren die Ostwände des Rofan—Hörndl—Sonnwendjochkammes (Fig. 3). Bei Betrachtung der von Wähner gegebenen tektonischen Darstellung dieses Wandstreifens ist wohl zu beachten, daß die Schnittfläche dieses mächtigen Abbruches mit der Streichrichtung der überschobenen Falten einen Winkel von nur 20—30° bildet. Das heißt mit anderen Worten, daß die tektonischen Erscheinungen, welche man ja gewöhnlich senkrecht zum Streichen betrachtet, in diesem Wandbild eine ca. 2—3malige Verlängerung zeigen. Für unsere Untersuchung ist das nur vorteilhaft, weil sich dadurch die Einzelheiten viel deutlicher verfolgen lassen.

Wir sehen hier die Hornsteinbreccien in zwei größeren Massen und einer ganz kleinen auftreten, welch letztere von Wähner überhaupt nur als alter Schutt bezeichnet wird.

Die nördliche große Breccienmasse ruht auf Radiolarienschichten, mit denen sie an der Nordwestseite des Rofans stellenweise durch Wechsellagerung verbunden ist.

Schon diese ruhige Wechsellagerung an einer Stelle, wo ja eine Dislokationsbreccie heftiges Aufbranden zeigen müßte, spricht offen und klar gegen eine tektonische Entstehung.

Noch wichtiger für die Beurteilung dieser Breccienmasse ist aber der Umstand, daß dieselbe nicht nur keine mit der Schubfläche verbundene Wurzelzone besitzt, sondern im Gegenteil einer unten vollständig geschlossenen Mulde von Radiolarienschichten eingebaut ist. Eine Entstehung aus den Trümmern eines Mittelschenkels oder aus jenen einer Schubbahn ist vollkommen ausgeschlossen. Noch eine weitere Beobachtung wehrt gegen tektonische Entstehung. Der An-

schnitt der Ostwand, dem Fig. 3 größtenteils folgt, schließt an der Kante der Rofanspitze unmittelbar an jenen der Nordwestwand an.

Während nun im Ostschnitt die Breccienmasse dem Schubkörper IV aufruht, greift sie im Nordwestschnitt über die Stirn dieses Schubleibes wieder ohne Wurzelzone auf die nächsttiefere Schubmasse V über. Dabei bilden unausgesetzt Radiolarienschichten ihren Untergrund (siehe Schema *A* bei Fig. 3). Das ist mit dem Charakter einer Dislokationsbreccie der ersteren Art unvereinbar. Viel eher würde der äußere Anblick etwa dem in Fig. 2 abgebildeten Typus von Dislokatiosbreccien entsprechen. Hier stimmt jedoch die Zusammensetzung durchaus nicht. Die Komponenten der Hornsteinbreccie im Bereiche des Rofankammes sind sehr mannigfaltig. Plattenkalk, Kössenerschichten, Riffkalk, verschiedene Liaskalke, Hierlatzkalke, Crinoidenbreccien, Radiolarienschichten, Hornsteinkalke sind vertreten und bunt durcheinandergemengt. Das ist hinwiederum mit der Bildung einer Dislokationsbreccie, welche hauptsächlich aus der Zertrümmerung einer bestimmten Schichtzone zwischen zwei verschiedenen tektonischen Stockwerken hervorging, unvereinbar.

Der kleine Aufschluß von Hornsteinbreccie nördlich vom Hörndl steht ganz ohne Beziehnng zu der dortigen Faltung und Schiebung. Er liegt ebenfalls auf Radiolarienschichten.

Sehr interessante Einblicke gewährt uns die Hornsteinbreccie des Sonnwendjoches (Fig. 3), welche noch von oberjurassischen Kalken überlagert wird. Im nördlichen Abschnitte ist hier eine mehrfache, ruhige Wechsellagerung mit den liegenden Radiolarienschichten erschlossen. Auch hier betrifft diese innige Verknüpfung der Breccie mit dem Liegenden wiederum eine Stelle, wo man bei tektonischer Entstehung sicherlich auf wirre Störungen rechnen müßte.

Während aber am Rofan die Hornsteinbreccie allenthalben von Radiolarienschichten untersäumt wird, stößt sie hier weiter südlich unvermittelt teils an rote Liaskalke, teils an weißen Riffkalk. Die Entfernung der Radiolarienschichten und der roten Liaskalke ist dabei größtenteils tektonisch vollkommen unbegründet.

Eine Abscherung ist nur unter dem Schubkörper I motiviert. Aber selbst hier spricht der Umstand, daß die Lücke der Radiolarienschichten noch weit über die Faltenstirn hinausgreift, gegen die Auffassung als Abscherungserscheinung. An den anderen Stellen kann man gar nicht an eine solche Erklärung denken.

Hier bleibt nur übrig anzunehmen, daß diese Schichten entweder lückenhaft abgelagert oder später erosiv entfernt wurden. Das erstere ist bei tieferen Meeressedimenten sehr unwahrscheinlich und wir besitzen keine weiteren Anhalte für diese Annahme. So bleibt wohl nur die Erklärung als Erosionseinschnitte, was wieder mit einer sedimentären Bildung der Hornsteinbreccie gut zusammenstimmt.

Auch dieser Breccienrest besitzt keine Wurzelzone und übergreift die schiebende Faltenstirn nach rückwärts.

Gegen eine Dislokationsbreccie vom Typus Fig. 2 muß auch hier wieder die Buntheit der Komponenten und deren reiche Mischung ins Feld geführt werden.

Die Auflagerung der oberjurassischen Kalke gibt noch einen weiteren Beweis in derselben Richtung.

Die schiebende Faltenstirn I (Fig. 3) hebt sich als überkipptes Gewölbe stark empor. Diesem kräftigen Emporrdrängen folgt nun weder die Lagerung der Breccie noch auch die der flach darüber gedeckten oberen Jurakalke. Wenn das Hereindringen der Faltenstirne die Breccie geschaffen hätte, so müßte dieselbe und ihre Decke daran emporbranden.

Dieses vorzügliche Profil erweckt gerade im Gegenteile durch die Einordnung der Breccienmassen den Anschein von Ein- und Anlagerung in einem älteren Faltungsrelief.

Was wir an den schönen Aufschlüssen des Rofan—Sonnwendjochkammes bezüglich der Hornsteinbreccie erkannt haben, finden wir mehr oder weniger ausgesprochen an den übrigen Hornsteinbreccien des Sonnwendgebirges wieder.

Es würde mich hier zu weit führen, alle diese Aufschlüsse eingehend zu beschreiben, was für den östlichen Teil des Gebietes um so weniger notwendig ist, als ja Wähner dafür vollständig richtige und ausgezeichnet klare Darstellungen gegeben hat.

Einige Vorkommnisse müssen jedoch noch näher besprochen werden. Gehen wir an der gewaltigen Nordwand des Sonnwendgebirges vom Rofan gegen Westen (Fig. 4), so treffen wir am Roßkopf, dann zwischen Seekarspitze und Hochiß sowie endlich am Westgrat der Hochiß auf ausgedehntere Reste von Hornsteinbreccien.

Der umfangreichste Aufschluß ist in dem Gewände des Spieljoches zwischen Seekarspitze und Hochiß zu finden. Die beiden letztgenannten Berge stehen wie zwei große Keile von Riffkalk einander gegenüber, deren Oberflächen, soweit sie nicht abgewittert sind, von roten Liaskalken und Radiolarienschichten bedeckt sind.

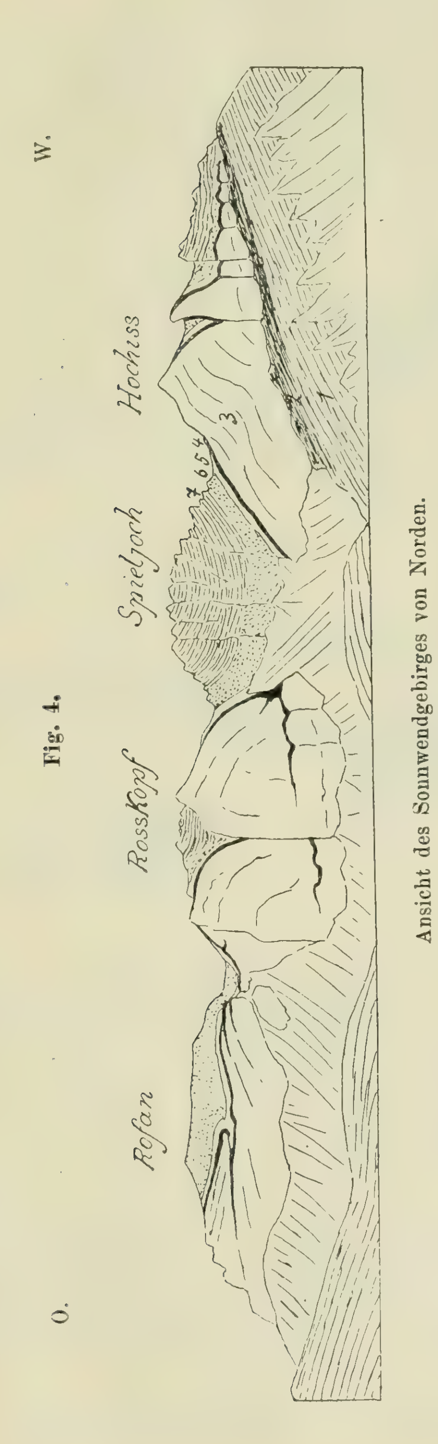
Auf dieser Grundlage folgen dann die Hornsteinbreccien, welche noch von einer stattlichen Folge von oberjurassischen Hornsteinkalken überlagert werden.

Die ganze Lagerung ist deutlich muldenförmig und man kann dieselbe von diesem Wandabbruch noch weit gegen Süden verfolgen. Hier fehlt in der unmittelbaren Nähe der Breccie überhaupt jeder tektonische Beweggrund zur Ansammlung von großen Massen von Dislokationsbreccien. Die schwach zusammengedrängte Muldenform kann man unmöglich zur Erklärung heranziehen.

Unsere Breccie tritt vollständig wie ein sedimentäres Schichtglied auf. Sie erscheint hier nicht nur im Liegenden, sondern auch im Hangenden eng mit den Nachbargesteinen verbunden.

Wir finden (Fig. 5 *a*) über dem steilgewölbten weißen Riffkalk (1), der in breiter Fläche bloßgelegt ist, einen großenteils von der Erosion weggefressenen Teppich von roten Liaskalken (2). Diese dringen, wie man aus Fig. 4 ersieht, in zwei größeren Keilen in die Riffmasse hinein. Nach meiner Meinung wird man diese Stellen wie noch manche ähnliche im Sonnwendgebirge immer noch am natürlichsten als ursprüngliche Wechsellagerungen mit dem aufwachsenden Riff begreifen. Die roten Liaskalke werden von den Radiolarienschichten (3) überdeckt, welche gegen oben dickbankig, mergelig und breccienartig (4)

Fig. 4.



Ansicht des Sonnwendgebirges von Norden.

1. Plattenkalk. -- 2. Kössener Schichten. — 3. Weißer Riffkalk. — 4. Roter Liaskalk. — 5. Radiolarienschichten.
6. Hornsteinbreccie. — 7. Oberjurakalke.

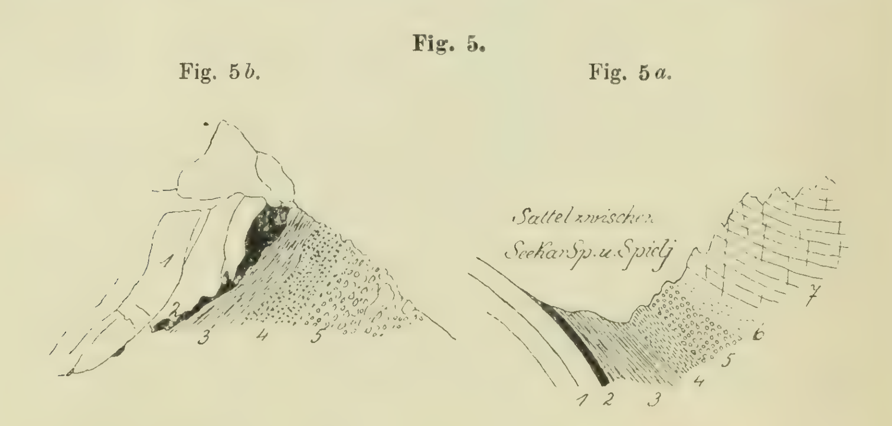
werden. Über ihnen stellen sich dann mächtige, ungeschichtete Konglomeratmassen (5) aus sehr verschiedenen Kalken ein, welche gegen oben an Hornsteinbreccien (6) grenzen. Diese bilden dann erst die Unterlage der oberjurassischen Hornsteinkalke (7), denen wieder mehrfach breccienartige Lagen eingeschaltet sind.

Die Aufschlüsse am Roßkopfe und am Westgrate der Hochiß (Fig. 4) bringen in bezug auf die Lagerung der Hornsteinbreccie wenig Neues. Sie erscheint durchaus wie ein sedimentäres Glied dem Gebirgsbaue eingefügt. Von einer tektonischen Begründung der Breccie ist auch hier nichts zu erkennen. Die kleinen Verwerfungen und Einfaltungen haben dieselbe schon als fertiges Gebilde betroffen, das schon von den oberjurassischen Kalken bedeckt war.

Der Breccienstreifen, welcher an der Nordwestseite des Haiderjochs hinzieht, zeigt an der Nordecke dieses Berges überschobene Lagerung. W ä h n e r hat diese Lage in Profilen und Ansichten wiedergegeben. Ich füge ein Profil (Fig. 5) nach meinen Aufnahmen hinzu,

Fig. 5.

Fig. 5 *b*. Fig. 5 *a*.



um aufzuweisen, daß auch hier nicht an eine tektonische Bildung der Breccie zu denken ist. Wir finden in kräftig überkippter Lagerung weißen Riffkalk (1), ein verdrücktes Band von roten Liaskalken (2), Radiolarienschichten (3), Hornsteinbreccie (4) und ein Konglomerat aus teilweise sehr groben Kalkbrocken (5), in dem vor allem sehr viele Liaskalke vertreten sind.

Es ist sehr bemerkenswert, daß die Radiolarienschichten gegen oben mehr Bruchstücke und Gerölle aufnehmen und so sandig und breccienartig werden. Hier herrscht ebenso wie am Spieljoch ein unverkennbarer Übergang und ebenso bemerken wir wieder eine deutliche Scheidung zwischen einer Lage von geschichteter, hornsteinreicher Breccie und einem undeutlich geschichteten Konglomerat, welches fast ausschließlich aus ziemlich groben Kalkgeröllen aufgebaut wird.

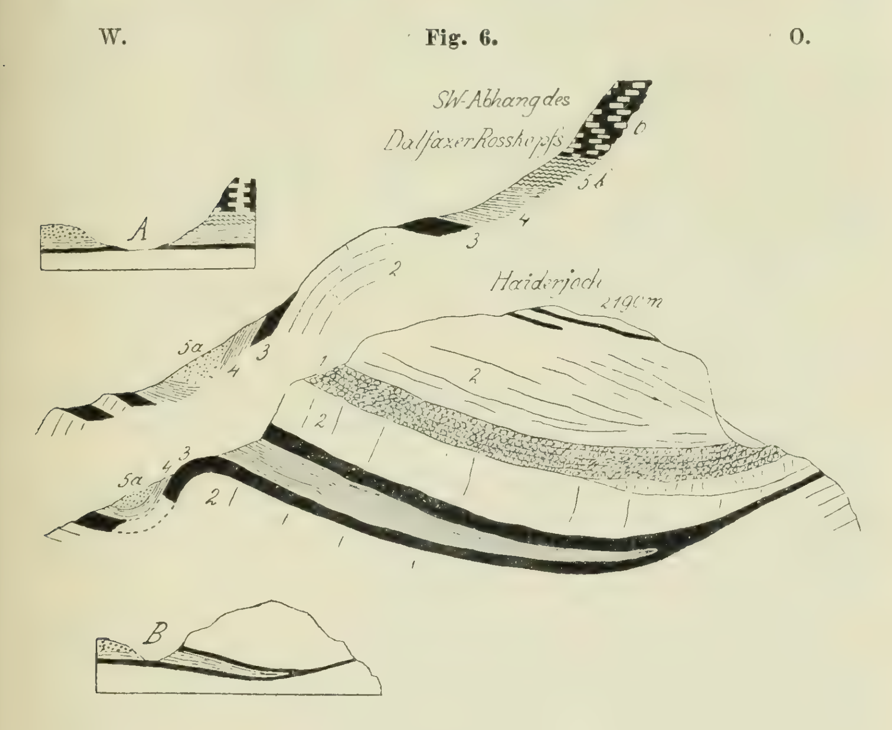
Diese Erscheinung ist mit jeder Art von tektonischer Entstehung ganz unvereinbar.

Die Hauptstörungsfläche schneidet in diesem Profile zwischen den roten Liaskalken und den Radiolarienschichten durch. Weiter

gegen Südwesten hin treffen wir dann die Hornsteinbreccie ganz regelmäßig einer flachen Mulde eingebettet. Wähner hat einen Durchschnitt durchs Haiderjoch (Fig. 6) veröffentlicht, der diese Lagerung aufs klarste offenbart.

Wir sehen eine schmale, liegende Falte mit roten Liaskalken und Radiolarienschichten unmittelbar an die kleine, tieferliegende

W. **Fig. 6.** O.



WNW. Verkleinerte Kopie nach Wähner. OSO.

1. Oberrätischer Mergelkalk. — 2. Weißer Riffkalk. — 3. Roter Liaskalk. — 4. Radiolarienschichten. — 5*a*. Hornsteinbreccien. — 5*b*. Kieselige Gesteine. — 6. Oberjurakalke.

A = Lagerung der Schichtmassen nach Ausgleich der Verbiegung des nebenstehenden Profils.

B = Lagerung der Schichtmassen nach Ausgleich der Verbiegung des überstehenden Profils.

Mulde angegliedert, welche in ihrem Kerne die Hornsteinbreccie enthält. Auch hier haben wir keine Beziehung zu der unmittelbar benachbarten, sehr intensiven Faltung.

Denken wir uns die tiefere Mulde ins gleiche Niveau mit der liegenden Falte erhoben (Fig. 6, Schema *B*), so liegt die Scholle von Hornsteinbreccie knapp vor der Erosionsstirne der liegenden Falte. Sie steht mit dieser weder durch eine Wurzelzone noch auch nach

ihrer Zusammensetzung in einer innerlichen Beziehung. Es bleibt uns hier nur übrig anzunehmen, daß die Breccie erst nach Vollendung und Erodierung der liegenden Falte angelagert und später noch einmal mitgefaltet wurde.

Noch deutlicher tritt uns dieselbe Erscheinung an der Südwestseite des Dalfazer Roßkopfes (Fig. 6) entgegen. Wir verdanken auch diese Abbildung der Arbeit Wähners. Glätten wir auch da im Geiste wieder die Faltung aus (Fig. 6, Schema *A*), so erkennen wir, daß die Hornsteinbreccie im gleichen Niveau knapp neben den dünnplattigen Kieselkalken auftritt. Wo soll hier die tektonische Erzeugung unserer Breccie zu suchen sein?

Diese Lagerung ist nur zu verstehen, wenn man die Hornsteinbreccie entweder als eine unregelmäßige, lückenhafte, sedimentäre Bildung begreift, über oder neben welcher die dünnplattigen Kieselkalke abgesetzt wurden, oder aber wenn sie diese als ältere Gebilde größtenteils zerstört und sich einverleibt hat.

Einen der interessantesten und für das Verständnis der Hornsteinbreccie wichtigsten Aufschlüsse treffen wir an der Südseite des Haiderjoches (Fig. 7).

Hier tritt das Sonnwendgebirge mit der Triasscholle der Ebner-Sp. in innige Berührung. Die Wettersteinkalkscholle, welche den Hauptteil dieses kühn zugeschärften Berges ausmacht, ist kräftig gegen Norden vorgeschoben.

So nehmen ihre liegenden Schichten, die nachgiebigen Reichenhaller Schichten, stark gestörte Lagerungen ein, während die Bänke des Wettersteinkalks anscheinend ziemlich ruhig gegen Süden einfallen und auf ihrem Rücken bei der Astenaualpe noch einen spärlichen Rest von Raibler Schichten tragen.

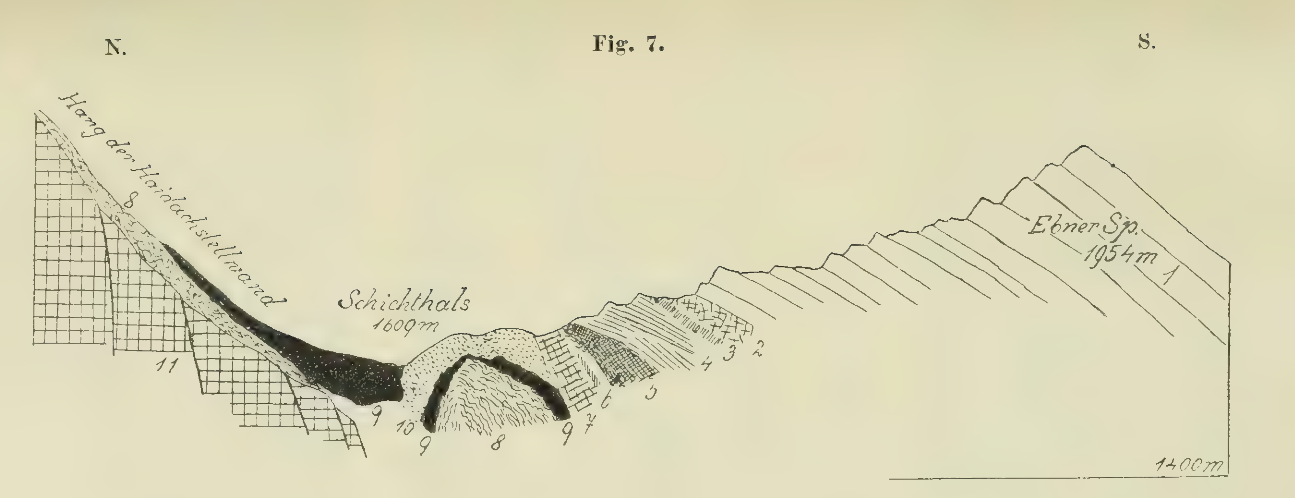
Zwischen dieser Triasmasse und dem Haiderjoch ist nun eine gleichfalls gegen Norden gedrängte Sattelzone eingeschaltet, deren Kern stark zerpreßte Radiolarienschichten bilden. Über denselben lagert ein auffallend kräftig rot gefärbtes Konglomerat, das wieder von den Sandsteinen und Konglomeraten der Gosau zugedeckt wird. Die Radiolarienschichten sind sehr stark zerfaltet und zerbrochen. An der Grenze gegen das auflagernde Konglomerat erscheinen dieselben stellenweise stark ausgebleicht.

Das rote Konglomerat besteht vorzüglich aus den Rollstücken von weißen, roten, grauen Kalken (Riffkalk-Liaskalke). Hornsteinkalke sind ebenfalls darin eingeschlossen. Die stellenweise sehr groben Gerölle und Blöcke sind durch roten Schlamm miteinander verbunden.

Die Grenze gegen die Gosausandsteine und -konglomerate ist überall scharf und ohne Spur von Vermischungen. Während im Gosaukonglomerat höchstens kopfgroße Gerölle vorhanden sind, führt das rote Konglomerat nicht selten Blöcke von $^1/_2$ *m* Durchmesser.

Die Gerölle des Gosaukonglomerats sind durchwegs auffallend glatt und blank poliert und von viel ortsfernerer Abkunft als die schlecht abgerollten, oft kantigen Gerölle und Blöcke des roten Konglomerats, welches lediglich aus ortsnahen Gesteinen sich aufbaut. Merkwürdigerweise habe ich keine Gerölle darin gefunden, welche sich mit Sicherheit aus den benachbarten Triasschichten ableiten lassen.

Fig. 7.



1. Deutlich geschichteter Wettersteinkalk.
2. Zertrümmerter Wettersteinkalk.
3. Tonige Massen, rote und grüne Sandsteine.
4. Schwarze gebankte Kalke.
5. Gips von dunkelgrauem Dolomit und dolomitischem Kalk begleitet und durchbändert.
6. Breccie von Gips, Dolomit, Kalk und grünen Sandsteinen.
7. Buntes Gemenge von Massen schwarzen Kalkes, von Gips, Dolomit und Rauhwacken.
8. Radiolarienschichten.
9. Rotes Konglomerat (Hornsteinbreccie).

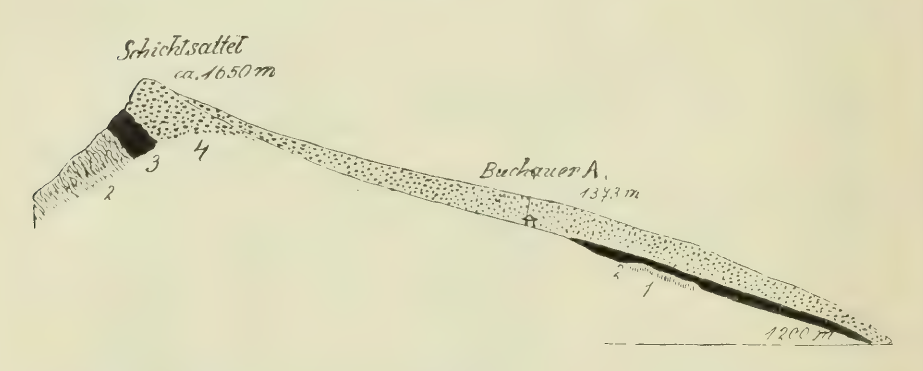
10. Gosauschichten. — 11. Weißer Riffkalk.

Dieses rote Konglomerat, das höchstwahrscheinlich der uns schon mehrfach bekannten kalkigen, konglomeratischen Zone der Hornsteinbreccie entspricht, findet sich aber auch noch nördlich von dem eben beschriebenen Sattel als eine steil aufgerichtete Decke, welche hier wiederum über außerordentlich heftig gefalteten Radiolarienschichten liegt (Fig. 7).

Die Radiolarienschichten, welche unbeschreiblich verquetscht, verfaltet und verzerrt sind, ruhen auf 80—85^0 geneigten, staffelförmig zerschnittenen Rutschflächen von weißem Riffkalk, welcher bereits dem Klotz des Haiderjochs angehört.

Man kann durch schroffe Runsen neben diesen blank gescheuerten, riesigen Rutschtafeln emporklimmen und sich handgreiflich von der gewaltigen Kraft der hier ins Spiel getretenen tektonischen Bewegungen überzeugen. Wir hoffen, daß Wähner in dem zweiten

NO. **Fig. 8.** SW.



1. Weißer Riffkalk. — 2. Radiolarienschichten. — 3. Rotes Konglomerat (Hornsteinbreccie). — 4. Gosauschichten.

Teile seines Sonnwendwerkes dieser großartigen tektonischen Werkstätte einige seiner vortrefflichen photographischen Tafeln widmen wird.

Was uns an diesem großartigen Aufschluß besonders interessiert, ist der Umstand, daß das rote Konglomerat (Hornsteinbreccie) gerade hier, an einer so klaren Stelle mächtiger tektonischer Verschiebungen, nicht direkt der Schubbahn anliegt, sondern erst oberhalb der mächtig zerfalteten Radiolarienschichten sich einstellt. Wäre das rote Konglomerat aus der Zertrümmerung und Aufarbeitung der Schichten längs der Schubbahn hervorgegangen, so müßte dasselbe die Stelle der Radiolarienschichten einnehmen. Trotz der mächtigen Verschiebung wurden übrigens nicht einmal die am meisten davon betroffenen Radiolarienschichten zu einer Dislokationsbreccie zerarbeitet.

Wenn wir vom Schichthals gegen Westen zur Buchauer Alpe und dann in dem tiefen Graben gegen das Achental niedersteigen, begegnen wir im Liegenden der Gosauschichten wieder dem roten, grobblockigen Konglomerat, das daselbst eine langgestreckte Wand bildet.

Im Liegenden dieses Konglomerats (Fig. 8) ist bei der Felsstufe unter der Buchauer Alpe weißer Riffkalk erschlossen. An einer Stelle erscheint zwischen Riffkalk und rotem Konglomerat ein kleiner, von Rutschflächen zerschnittener Fetzen von Radiolarienschichten eingeschaltet.

Wir werden später bei Besprechung der Gosauschichten noch einmal auf dieses größte geschlossene Gosauvorkommen des Sonnwendgebirges unsere Aufmerksamkeit zu wenden haben.

Damit sind die wichtigsten Aufschlüsse der Hornsteinbreccie im eigentlichen Sonnwendgebirge aufgeführt und es bleiben uns nur noch die kleinen Reste an den Inselriffen des Klobensteins und des Pletzachkopfes zu erwähnen.

Das Klobensteinriff besteht der Hauptsache nach aus einem gegen Osten schmäler werdenden Keil von Riffkalk. Während die Riffkalk-

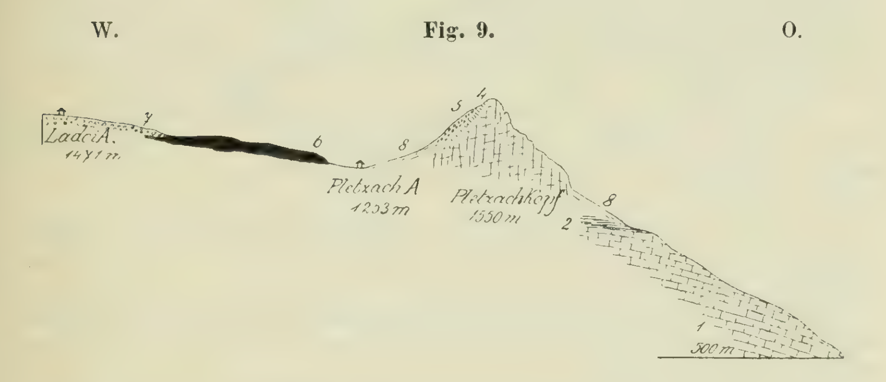


Fig. 9.

1. Hauptdolomit. — 2. Kössener Schichten. — 3. Riffkalk. — 4. Breccie aus Liaskalken. — 5. Hornsteinbreccie. — 6. Gosauschichten. — 7. Glazialschutt. — 8. Gehängeschutt.

masse in dieser Richtung allgemach auskeilt, stellen sich dafür rote Liaskalke, Radiolarienschichten, Hornsteinbreccie und Hornsteinkalke ein, welche ihrer relativ tieferen Lage die Erhaltung zu verdanken haben. Abgesehen von einer leichten, schief muldenförmigen Verbiegung hält die ganze Schichtserie eine ziemlich flache Lagerung inne. Die Hornsteinbreccie ist nur gering mächtig.

Sie erscheint genau wie die übrigen Schichtlagen dem einfachen Bau des Ganzen eingeordnet. Hier fehlt überhaupt jede Spur einer Tektonik, welche etwa zur Erklärung der Hornsteinbreccie herangezogen werden könnte.

Auch der im Osten des Gebietes gelegene Pletzachkopf (Fig. 9) erweist sich als eine ganz einfache Schichtfolge, welche lediglich von vielen, meist senkrechten Sprüngen und Klüften durchrissen ist.

Da nun die Unterlage des vorzüglich aus Riffkalk bestehenden Felsklotzes aus schräg gegen Süden hin geneigten Kössener Schichten und Hauptdolomit erbaut wird, hat sich ein mächtiger Bergsturz aus

den Gipfelfelsen losgerissen, welcher noch heute nahezu die ganze Breite des Inntales einnimmt.

Dem Riffkalk des Pletzachkopfes schmiegen sich nun an der Westseite (Fig. 9) unmittelbar Hornsteinbreccien an, welche sich wiederum in eine tiefere, vor allem aus Liaskalken gebildete Breccie und eine obere, hornsteinreiche Breccienzone trennen lassen. Da diese Breccien, welche von den im Westen nahe heranstreichenden Gosauschichten scharf getrennt bleiben, von keiner weiteren Schichtdecke mehr eingehüllt werden, kann man keinerlei tektonische Erklärung für ihre Entstehung heranziehen.

Damit sind die wichtigeren Aufschlüsse der Hornsteinbreccie im Sonnwendgebirge in Hinsicht ihrer Lagerung gegenüber den benachbarten tektonischen Elementen beschrieben.

Wir haben erkannt, daß die Hornsteinbreccie nirgends nach Art einer Dislokationsbreccie mit der Tektonik ihrer Umgebung in genetische Verbindung gebracht werden kann. Sie erscheint durchaus wie ein selbständiges, sedimentäres Schichtglied. Mehrfach haben wir Lagen von Hornsteinbreccien von einem fast reinen Kalkkonglomerat scheiden können.

Die Wechsellagerungen mit den Radiolarienschichten im Liegenden und den Hornsteinkalken im Hangenden können ebenso wie die stellenweise eingreifende Schichtung nur als sedimentäre Bildungen verstanden werden.

Die Mannigfaltigkeit und die bunte Durcheinandermengung ihrer Komponenten sind der äußerst beschränkten Mischungskraft tektonischer Vorgänge unerreichbar.

Wir haben aus den beschriebenen Lagerungen den Schluß gezogen, daß bereits vor der Anhäufung dieser Breccien Gebirgsbildung stattgefunden haben muß.

Diese Gebirgsbildung ist jedenfalls für die Erklärung der Entstehung der Hornsteinbreccie von entscheidender Bedeutung. Wir müssen uns nunmehr noch der Untersuchung der Gosauschichten zuwenden, ohne deren Beachtung kein volles Verständnis der Tektonik des Sonnwendgebirges möglich ist. Die Gosauablagerungen, welche schon seit langer Zeit bekannt waren und wegen ihres Reichtums an Versteinerungen vielfach ausgebeutet wurden, dringen in zwei weit getrennten Bezirken ins Sonnwendgebirge herein. (Fig. 10.)

Es ist einerseits das große, geschlossene Gebiet südlich der Buchauer Alpe, anderseits das durch Erosion und Schuttbedeckung in mehrere kleinere Lappen geteilte Becken westlich der Pletzachalpe.

Das erstere Vorkommen, das wir schon bei Besprechung der Breccien gestreift haben, ist durch spätere Gebirgsbewegungen noch wesentlich umgeformt worden, indem dasselbe nicht nur im Streichen eine kräftige Verstellung, sondern auch senkrecht dazu durch das Herandrängen der Triasmasse der Ebnerspitze eine Auffaltung und Zerbrechung erfahren hat.

Im Gegensatze hierzu zeigt die Gosau im Becken westlich der Pletzachalpe noch heute eine flache, ungestörte Lagerung, was um so mehr bemerkenswert ist, als sie zum großen Teil aus weichen Tonen und Mergeln aufgeschichtet ist.

W. **Fig. 10.** O.



Kartenskizze des Sonnwendgebirges.

Maßstab: 1:75.000.

Schräge Schraffen stellen das Grundgebirge, senkrechte die Bergkronen aus jüngeren Schichten (Kössener-Aptychenschichten) dar.

Die schwarzen Flecken deuten die Verbreitung der Gosauablagerungen an.

Die unterbrochenen Linien weisen die Streichrichtung der von O gegen W gerichteten Faltung im Gipfelgebiete.

Ortsbezeichnungen:

1. Klobenstein	2019 *m*	10. Sonnwendjoch	2224 *m*
2. Hochiss	2299 „	11. Haiderjoch	2190 „
3. Rofan	2260 „	12. Erfurter Hütte	1834 „
4. Zireiner See	1793 „	13. Häuserer Kopf	1636 „
5. Ladoialpe	1471 „	14. Achensee	929 „
6. Pletzachalpe	1253 „	15. Buchauer Alpe	1373 „
7. Pletzachkopf	1550 „	16. Schichthals	1609 „
8. Postalpe	997 „	17. Allbühelalpe	1468 „
9. Bergalpe	1575 „	18. Kammerkirchkopf	1612 „

19. Ebner Spitze . . . . . . 1954 *m*.

Ein Zusammenhang der beiden Gosaubereiche ist heute nicht mehr unmittelbar zu erweisen, doch ist es sehr wahrscheinlich, daß derselbe entlang der Südseite des Sonnwendgebirges bestanden hat.

Die Gosau bei der Buchauer Alpe streicht zwischen 1200—1700 *m* aus, jene von der Pletzachalpe zwischen 1240—1737 *m*.

In den Aufbau der östlichen Gosauserie gewähren die Aufschlüsse südwestlich der Pletzachalpe (Fig. 11) die beste Einsicht. Hier finden wir über einem bituminösen Sandstein (1) mit kleinen Kohlenlagen (alter Kohlenschurf):

2. festen, blaugrauen, braun verwitternden Sandstein;
3. weichen, grauen Mergel mit zahlreichen Gastropoden;
4. festere, sandige Lage mit Korallen, Gastropoden, Muscheln;
5. weichen, grauen Mergel mit Gastropoden;
6. Rudistenkalkbreccie;
7. grauen Lehm mit weißen Schalenstücken;
8. feste Kalkbank, stellenweise Sandstein;
9. grauen Lehm mit wenig Versteinerungen;
10. Lagen und Linsen von Kalk- und Sandstein;
11. glazialen Schutt mit gekritzten Geschieben.

Konglomerate fehlen in diesem Gosaubereiche. Dieselben treten dafür in großer Masse in dem westlichen Bezirke auf. Am Schichthalse treffen wir in den gegen Osten schauenden Abbrüchen einerseits aschgraue-graugrüne geschichtete Sandsteine, anderseits graue Konglomerate, die an der Basis gröbere Gerölle führen. Das Konglomerat geht gegen oben in den Sandstein über. Hier finden sich oft schwarze Kohlenstückchen darin. Im Sandstein sind vielfach weißschalige Schnecken und Muscheln eingeschlossen. Die größeren Muschelschalen sind schön matt rötlich gefärbt und zeigen Perlmutterglanz. Die meist ziemlich kleinen Gerölle (viele schwarze) sind glänzend glatt poliert und fein gerundet. Sie zeigen eine sehr kräftige und lange Bearbeitung im Wasser an.

Verwerfungen zerschneiden kreuz und quer die Gosaukonglomerate, wobei manchmal einzelne der schön geglätteten Gerölle davon entzweigeschnitten werden.

Fossillisten dieser Gosauörtlichkeiten haben Klipstein, Lechleitner, Pichler, Schlosser und Wähner veröffentlicht. Am ausführlichsten hat sich Schlosser damit beschäftigt, der auch der Entdecker der Rudistenkalkbank bei der Pletzachalpe ist.

Mit dem großen, reich entwickelten Gosaubecken von Brandenberg dürften die Gosaubuchten des Sonnwendgebirges wahrscheinlich in Verbindung gewesen sein. Es würde hier zu weit von dem Zwecke dieser Schrift ableiten, näher darauf einzugehen, was später in der Beschreibung der Brandenberger Gosau geschehen soll.

Was uns hier vor allem interessiert, ist die Beziehung dieser Gosaugebilde zur Tektonik des Sonnwendgebirges.

Der Ablagerung der Gosauschichten muß eine gewaltige Erosion vorangeschritten sein, welche aus der allgemeinen Schichtdecke bereits ein dem heutigen

Sonnwendgebirge in groben Umrissen ähnliches Gebilde herausgeschnitten hatte.

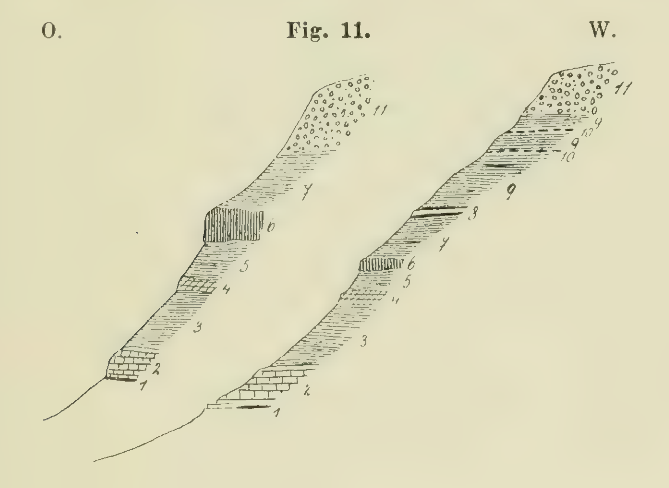
Das geht besonders aus der Betrachtung der Gosaubucht westlich der Pletzachalpe hervor.

Dieselbe liegt innerhalb eines hufeisenförmigen Bogens von einzelnen Riffkalkmassen und sie dürfte unter der Schuttschwelle von Ladoi höchstwahrscheinlich noch sogar unmittelbar den Kössener Schichten und dem Plattenkalk des Gebirgssockels aufruhen.

So tief war also schon damals die Erosion eingedrungen. Heute stoßen die Gosauschichten sowohl östlich von Ladoi, als besonders im Westen der Bergalpe (Fig. 10) noch unmittelbar mit den Riffkalkfelsen zusammen.

Auch die Gosau der Buchauer Alpe, welche nach der Tektonik des Schichthalses seither noch eine beträchtliche Aufschiebung er-

O. **Fig. 11.** W.



fahren haben muß, zeigt uns einen außerordentlich tiefen und scharfen Erosionseinschnitt an.

Man wird vielleicht einwenden wollen, daß sich diese Gosaureste nicht mehr auf primärer Lagerstätte befinden. Dieser Einwand ist angesichts der Beschaffenheit der Gosau bei der Pletzachalpe, wo wir die horizontal geschichteten, weichen Kohlenflözchen, Tone und Mergel haben, vollkommen unhaltbar.

Es ist mechanisch ausgeschlossen, so leicht veränderliche Gebilde aus der Ferne in diesen hufeisenförmigen Hof zwischen die Riffkalkfelsen hineinzuschieben, ohne daß sich die Spuren eines solchen gewaltsamen Eingriffes in der Lagerung nachweisen lassen.

Übrigens zeigt auch die Gosau der Buchauer Alpe lediglich Umlagerungen, welche durch die später erfolgten rein örtlichen Hebungen und Schiebungen leicht erklärbar sind. Ihre ursprüngliche Lagerung gegenüber dem Sonnwendgebirge ist dadurch nicht beträchtlich verschoben worden.

Wenn nun die Gosaureste im Süden und Osten des Sonnwendgebirges so alte, tiefe Erosionsfurchen weisen, so folgt daraus mit hoher Wahrscheinlichkeit, daß auch die mächtigen Einsenkungen im Westen und Norden der Gruppe schon zu jener Zeit veranlagt waren.

Gestützt auf die Beobachtungen über die Gosaureste, können wir behaupten, daß das Sonnwendgebirge bereits vor der Gosauzeit schon als Gebirgsstock aus seiner Umgebung herausgeschnitten war. So mächtig auch alle nachfolgenden Erosionsangriffe gewirkt haben, im wesentlichen ist nur eine bedeutende Tieferlegung der alten Erosionsfurchen rings um das Gebirge und eine dementsprechende Zuschärfung der oberen Gehänge erzielt worden.

Wenn das Sonnwendgebirge schon vor der Gosauzeit allseitig von Erosionsfurchen umzeichnet war, so können alle nachfolgenden Gebirgsbewegungen nicht mehr imstande gewesen sein, die Faltungen in der freien Gipfelkrone zu bewirken.

Überschiebungen, welche etwa diese alten Erosionsfurchen überwältigt hätten, sind nirgends nachzuweisen.

Die feinen Faltungen im Gipfelkörper des Sonnwendgebirges müssen also zu einer Zeit entstanden sein, wo derselbe noch mit seiner Umgebung verbunden war, das heißt, sie sind älter als die Erosion vor der Ablagerung der Gosauschichten.

Das stimmt mit unseren Ergebnissen bezüglich der Hornsteinbreccien bestens überein. Ebenso deckt sich das mit der wichtigen Beobachtung, daß die Faltungen, welche vorzüglich Riffkalk—Liaskalk und Radiolarienschichten beherrschen, ungenau nordsüdlich streichen und nach der Lage der Faltenrücken und Muldenbäuche von Osten gegen Westen vordrangen.

So steht die Streich- und Bewegungsrichtung dieser alten Falten angenähert senkrecht zu der Bewegungsrichtung der späteren Faltungen.

Tektonische Selbständigkeit tritt uns hier in der Gipfelregion des Sonnwendgebirges klar entgegen, die ihre Erhaltung vor allem den tiefen Gräben verdankt, welche bereits vor der Gosauzeit ringsher eingerissen wurden. Diese haben die Gebirgskrone wie eine Festung gegen spätere Angriffe beschützt.

Damit soll nicht etwa behauptet werden, daß das Gebirge als Ganzes nicht noch vielfachen Bewegungen unterworfen wurde. Auch dem Durchlaufen von Verwerfungen war damit keine Grenze geboten. Nur die Anlage der feinen Architekturen in den Gipfelfelsen muß vor der Gosauzeit stattgefunden haben.

Die Faltungen und Schiebungen nach der Gosauzeit haben vor allem neue, große Faltwellen aufgeschwungen und so die ursprünglich verbundenen Gosauarme auseinandergerissen. Die schönen Aufschlüsse am Schichthals gewähren uns einen vortrefflichen Einblick, wie weit diese nachherigen Bewegungen das Sonnwendgebirge erfaßten.

Wir sehen hier vor allem eine sehr starke Schrägstellung der Gosauschichten von O — W. Außerdem bemerken wir, daß der südliche Triaskeil mit großer Gewalt gegen das Sonnwendgebirge angepreßt wurde. Die großen Schubflächen an der Südseite des Haiderjoches sind jedenfalls mit diesen Bewegungen in Zusammenhang zu bringen.

Aber gerade an diesen Aufschlüssen erkennen wir, daß die nach Norden drängende Bewegung gar nicht einmal bis in die Nähe der Gipfelfaltungen emporzureichen vermochte.

Dafür sind viele der Verwerfungen, der großen Verbiegungen und Schiebungen im Grundgerüste des Sonnwendgebirges jedenfalls auf Rechnung der späteren Faltungen zu bringen.

Überschauen wir noch einmal die bisherigen Ausführungen, so können wir etwa folgende Beobachtungsreihen für die sedimentäre Entstehung der Hornsteinbreccien geltend machen:

1. Regelmäßige, stratigraphische Einordnung an derselben Stelle der Schichtfolge.
2. Wechsellagerungen im Liegenden und Hangenden mit den Nachbarsedimenten.
3. Verschiedene, lagenweise Ausbildung als Breccien oder Konglomerate und Auftreten von Schichtung.
4. Führung von Gesteinen aus Schichtreihen, welche im Sonnwendgebirge nicht in gleicher Fazies vertreten sind.
5. Einschluß von Gesteinen aus älteren Schichten, welche an den Faltungen der Gipfelregion nicht beteiligt sind.
6. Buntheit und Mannigfaltigkeit der Mischung der Komponenten der Hornsteinbreccie und häufige Geröllform derselben.
7. Fehlen jedes näheren Zusammenhanges mit der benachbarten erzeugenden Tektonik.
8. Fehlen der engen Abhängigkeit der Zusammensetzung von der jeweiligen erzeugenden Tektonik.
9. Verbreitung an Stellen, wo keinerlei größere, tektonische Störungen nachweisbar sind.

Damit glaube ich den Nachweis für die sedimentäre Entstehung der Hornsteinbreccie des Sonnwendgebirges erbracht zu haben.

Von dieser Erkenntnis ausgehend, zeichnet sich die geologische Entwicklung dieses Gebirges vor unseren geistigen Blicken in Umrissen etwa folgendermaßen auf:

Verlandung nach Ablagerung der Radiolarienschichten und Schrägstellung der Sedimente.
Gleitfaltungen der eben erhobenen Massen.
Eingreifen der Erosion und Bildung der Hornsteinbreccien.
Erneutes Untertauchen und Fortgang der Sedimentation.

<table>
<tr><td>Allgemeine Gebirgsbildung in der Kreidezeit.
Einschneiden von tiefen Erosionsfurchen.
Ablagerung der Gosauschichten.
Gebirgsbewegungen.
Ablagerung des nahen Häringer Tertiärs.
Gebirgsbewegungen.
Serie von glazialen Erosions- und Sedimentationsprozessen</td><td>Von hier an läßt die Erosion in den oberen Gebirgsteilen überhaupt nicht mehr nach.</td></tr>
</table>

Die einzelnen Gebirgsbewegungen sind durchaus nicht etwa gleichwertig. Die Bildung der Faltungen im Gipfelgebiete des Sonnwendgebirges ist aller Wahrscheinlichkeit nach eine ziemlich beschränkte

Erscheinung. Ich habe wenigstens in den benachbarten Sedimentreihen über den wohl gleichaltrigen Radiolariten keine Anzeichen einer irgend erheblichen Dislokation entdecken können. Ich möchte dieselben im Sinne von E. Reyer als Emersionsfaltungen auf geneigter Basis erklären. Ebenso hat die nachfolgende Erosion und die Aufschüttung der Breccien und Konglomerate nicht annähernd die Bedeutung und Ausdehnung, wie sie die analogen Vorgänge zur Gosauzeit, im Tertiär oder im Glazial erlangten.

Ich stelle mir etwa vor, daß die Sedimente von einem höher gehobenen östlichen Gebiet gegen Westen in kleinen, liegenden Faltungen und Überschiebungen abglitten. Die Unterlage der weichen, zähen, schlüpfrigen Kössener Schichten war diesem Vorgange überaus förderlich. Die Erosion schüttete sodann in die tieferen Einsenkungen die Schuttmassen der Umgebung in Form von Blöcken, Geröllen und eckigem Schuttwerk hinein. Die oft in der Hornsteinbreccie vorkommenden großen Schichtenstücke bilden diesem Vorstellungsgange keine Hemmung, da wir ja gelegentlich dieser Gebirgsbildung im kleinen leicht an einzelne Abrutschungen oder Bergstürze denken können.

Ob die Verlandung gleich nach Ablagerung der Radiolarienschichten einsetzte oder ob noch darüber erst andere Gesteine niedergelegt wurden, ist schwer sicherzustellen. Das letztere wäre ebenfalls mit den Beobachtungen zu vereinen, wenn man annähme, daß es etwa ein den Hornsteinkalken ähnliches Sediment gewesen wäre.

Das Vorkommen von Stücken der hangenden Hornsteinkalke ist ebenso leicht mit dieser Auffassung zu vereinen. Einerseits können solche Stücke ja sehr wohl bei den späteren Gebirgsbewegungen noch in die Breccie geraten sein, anderseits sind in die Hornsteinkalke selbst stellenweise noch Lagen von Breccien eingeordnet, welche der Hornsteinbreccie sehr ähnlich sehen.

Für die Erklärung des Sonnwendgebirges vermag so der Nachweis der sedimentären Natur der Hornsteinbreccien viele und weitreichende Auskünfte zu eröffnen.

Über das Auftreten gespannten Wassers von höherer Temperatur innerhalb der Schichten der oberen Kreideformation in Nordböhmen.

Von J. E. Hibsch.

Anläßlich von Schürfversuchen auf Braunkohle und zum Zwecke der Wassergewinnung sind im Böhmischen Mittelgebirge und in dessen Umgebung wiederholt Tiefbohrungen durchgeführt worden, welche über geologische Verhältnisse und Vorkommen von Wasser an den betreffenden Orten Aufschlüsse von allgemeiner Bedeutung geliefert haben.

In den nachfolgenden Zeilen soll vorderhand nur über die Ergebnisse der Tiefbohrungen bei Wilsdorf südlich Bodenbach, Theresienau nächst Tetschen, Lochtschitz östlich Teplitz, Soborten nordöstlich und Wisterschan südlich von Teplitz kurz berichtet werden.

Die entsprechenden Grundlagen für vorliegende Ausführungen wurden teils durch unmittelbare Beobachtung bei den Bohrungen gewonnen, teils beruhen sie auf den Angaben jener Firmen, welche die Bohrungen veranlaßten sowie endlich auf Auszügen aus den Bohrjournalen der Tiefbohrungsunternehmung Julius Thiele in Osseg. Es sei auch an dieser Stelle für die Mitteilungen der beste Dank ausgesprochen.

Den Ergebnissen der Bohrungen soll eine Darlegung der Grundzüge des bereits bekannten geologischen Aufbaues vom mittleren Teile Nordböhmens vorausgeschickt werden. Ein Grundgebirge von altpaläozoischen Tonschiefern und Grauwacken wahrscheinlich kambrischen Alters bildet die Unterlage für alle übrigen Gebilde. An vielen Orten werden die genannten Schiefer durchbrochen von paläozoischen Eruptivmassen, vornehmlich von Graniten und Gneisen. Letztere sind insbesondere aus dem Erzgebirge und dem Böhmischen Mittelgebirge bekannt. Sie wurden bis vor kurzem für archäisch angesehen. Die Gneise des Erzgebirges und des Böhmischen Mittelgebirges werden von permischem Quarzporphyr durchbrochen und im Böhmischen Mittelgebirge auch überlagert. Im Bereiche des letztgenannten Gebietes finden sich ferner einige spärliche Reste von permischen Konglomeraten über den Gneisen. Darauf folgen marine Ablagerungen der oberen Kreideformation vom Cenoman bis Oberturon, denen stellenweise noch Sandsteine auflagern, die der Stufe des Emscher

(Kieslingswalder Schichten) angehören. Über den Kreidegebilden folgen oligocäne und miocäne Süßwassersedimente, die wiederum von großen Massen oberoligocäner und miocäner Eruptivgesteine bedeckt sind. Reich gegliederte diluviale Flußanschwemmungen und äolische Gebilde bilden den Abschluß.

Unterirdisches Wasser von normaler Temperatur tritt als „Grundwasser“ unter den diluvialen Sanden und Schottern der Flußtäler auf. Ferner findet sich Wasser unter zerklüfteten Eruptivmassen, sobald deren Liegendes von einer wasserundurchlässigen Tufflage, von einer kompakten Eruptivdecke oder von wasserdichten sedimentären Schichten gebildet wird. Ein drittes Vorkommen von unterirdischem Wasser ist durch die vorgenannten Bohrungen in Kreidesandsteinen nachgewiesen. Hierüber soll in nachstehendem berichtet werden.

Durch die Tiefbohrungen ist übereinstimmend festgestellt worden, daß unter den tertiären (oligocänen und miocänen) Süßwasserablagerungen des Elbtales und des Böhmischen Mittelgebirges gleichmäßig oberturone Mergel sich ausbreiten, im Norden und Nordosten des Gebietes kalkärmer und wechsellagernd mit Bänken von Kalksandstein, im Süden und Südwesten kalkreicher. Gegen die Tiefe reichern sich die oberturonen Mergel in der Regel an Kalk an. Ihre Gesamtmächtigkeit beträgt fast durchweg rund 200 *m*. Unter dem Mergelkomplex treten an den meisten Orten Sandsteine auf, die dem Mittel- und Unterturon oder dem Cenoman angehören. Die Sandsteine führen nun Wasser, welches dort, wo die genannten Hangendmergel nicht zerbrochen sind, unter hohem Drucke steht, so daß es in den Bohrlöchern bis zutage aufsteigt und selbst hier noch mit Atmosphärendruck austritt.

Von ganz besonderem Interesse ist die Erscheinung, daß das Wasser mehrerer Bohrlöcher eine höhere Temperatur besitzt, als es auf Grund der bekannten geothermischen Tiefenstufe in Nordböhmen besitzen sollte.

Bohrloch bei Wilsdorf südlich Bodenbach.

Dasselbe wurde im Herbst 1906 von der Firma A. Redlich durch die Tiefbohrunternehmung Julius Thiele in Osseg niedergestoßen. Der Tagkranz des Bohrloches liegt bei rund 140 *m* Meereshöhe in der Erosionsfurche des Elbtales, annähernd 60 *m* tiefer als die Hangendoberfläche des Tonmergels der oberturonen Stufe des *Inoceramus Cuvieri*. Es wurden durchfahren:

	Meter		Meereshöhe Meter
1.	3·3	Lößlehm	von 140 bis 136·7
2.	0·5	gelber Sand der diluvialen Niederterrasse	„ 136·2
3.	5·7	Schotter der diluvialen Mittelterrasse	„ 130·5

	Meter		Meereshöhe Meter
4.	7·4	grauer weicher Tonmergel der Stufe des *Inoceramus Cuvieri*	bis 123·1
5.	0·9	Trachydolerit (Gang)	„ 122·2
6.	2·45	Tonmergel	„ 119·75
7.	0·8	gelber und roter Sand . . .	„ 118·95
8.	8·95	grauer Tonmergel	„ 110·00
9.	77·55	weicher Mergel	„ 32·45
10.	3·40	fester Kalkmergel	„ 29·05
11.	16·55	weicherer Kalkmergel . . .	„ 12·50
12.	1·50	fester Kalkmergel	„ 11·0
13.	9·2	fester Kalkmergel	„ 9·2
14.	2·70	Kalkmergel, sandig	„ 6·5
15.	4·70	grauer Sandstein	„ 1·8
		Wasserauftrieb	
16.	37·5	Sandstein	bis — 35·7

Aus dem 180 *mm* weiten Bohrloche traten im 138. Meter große Wassermengen, etwa 16 Sekundenliter, zutage. Die Wassermenge erhöhte sich bei 140 *m* Tiefe auf das Doppelte. Das Wasser wurde mit einem Druck von zwei Atmosphären emporgeschleudert. Die Temperatur des Wassers beträgt 20·0° C, seine Härte 6·5 deutsche Härtegrade.

Die Temperatur von 20° C übersteigt die normal nach der geothermischen Tiefenstufe Nordböhmens in 137 *m* Tiefe zu erwartende Wärme um 8·1° C. Nach den Messungen von J. Puluj[1]) herrscht im Gneis bei Bilin die geothermische Tiefenstufe von 32·07 *m*. Bei der Annahme einer mittleren Jahrestemperatur von 8° C für Wilsdorf, welche auch in 10 *m* Tiefe anzutreffen wäre, würden in 137 *m* Tiefe $\frac{137 - 10}{32 \cdot 07} + 8 = 11 \cdot 9^0$ C zu erwarten sein. Diese Wärmestufe bleibt hinter der beobachteten um 8·1° zurück.

Bohrloch bei Wisterschan südlich Teplitz.

Vom 9. Jänner bis 24. März 1897 wurde von der Firma Gebrüder Grohmann durch die Bohrunternehmung J. Thiele (Ossegg) ein Bohrloch niedergestoßen, dessen Tagkranz bei 196 *m* Meereshöhe liegt. Es wurden durchteuft:

[1]) Über die Temperaturmessungen im Bohrloche zu Bilin—Sauerbrunn in Böhmen. Zeitschrift des österreichischen Ingenieur- und Architektenvereines 1890.

	Meter		Meereshöhe Meter
1.	0·4	Humus	bis 195·6
2.	4·4	gelber Lehm mit Steinen . . .	„ 191·2
3.	1·7	Sand und Letten	„ 189·5
4.	18·2	graublauer Tonmergel der oberturonen Stufe des *Inoceramus Cuvieri*	„ 171·3
5.	141·0	fester Kalkmergel	„ 30·3
6.	10·0	grauer, klüftiger Sandstein . .	„ 20·3
	175·7	Tiefe der Bohrung.	

Der Tagkranz des Bohrloches liegt auch hier in einem Tale, an dessen Gehängen der oberturone Tonmergel bis etwa 226 *m* heraufsteigt. Deshalb reichen die oberturonen Ton- und Kalkmergel (zu oberst der Stufe des *Inoceramus Cuvieri*, darunter der Stufe des *Spondylus spinosus* und des *Scaphites Geinitzi* angehörend) von der Meereshöhe 226 *m* bis zur Höhe von 30·3 *m*, sie besitzen demnach eine Gesamtmächtigkeit von rund 196 *m*.

Aus dem 175·7 *m* tiefen Bohrloche stieg Wasser mit dem Drucke von einer Atmosphäre empor. Es besaß die Temperatur von 23° C und 4·5 Härtegrade. Auch diese Temperatur übersteigt weit diejenige, welche auf Grund der im Gneis bei Bilin beobachteten geothermischen Tiefenstufe von 32·07 *m* zu erwarten war. Denn bei der Annahme einer mittleren Jahrestemperatur von 9° C für Wisterschan wäre in der Tiefe von 175 *m* zu erhoffen eine Temperatur von

$$\frac{165}{32{\cdot}07} + 9 = 14{\cdot}1^0 \text{ C.}$$

Auch hier in Wisterschan übersteigt die Temperatur von 23°, welche das artesische Wasser besitzt, die normale um nahezu 9°. Diese hohe Temperatur ist nur zu erklären durch den Zufluß von Thermalwasser.

Es sei noch besonders darauf hingewiesen, daß weder während der beiden Bohrungen, noch später beim Austritt des Wassers irgendeine Gasentwicklung bemerkt worden ist. An beiden Orten fließt das Wasser ruhig ab, ein Entweichen von Gasblasen ist nicht zu beobachten. Auch ist die Wassermenge seit dem ersten Auftrieb von Wasser bis jetzt unvermindert geblieben. Nur bei dem Wilsdorfer Bohrloche ist eine Verminderung der Spannung, unter welcher das Wasser austritt, festgestellt worden.

Bohrloch bei Lochtschitz östlich Teplitz.

Die Bohrung wurde vom 8. Oktober 1894 bis 16. März 1895 durchgeführt. Vom Tagkranze aus rund 200 *m* Seehöhe wurden durchteuft:

	Meter		Seehöhe Meter
1. Humus	0·5	bis	199·5
2. verschiedene miocäne Letten	45·1	„	154·4
3. festes Konglomerat . . .	1·90	„	152·5
4. Basalttuff	28·5	„	124·0
5. bunte Tone	23·2	„	100·8
6. Letten grau (z. T. oberturoner Tonmergel . .	9·2	„	+ 91·6
7. Kalkmergel, oberturon . .	151·6	„	— 60·0
8. Kalkmergel mit Kalkspat .	20·0	„	— 80·0
9. Kalkmergel	27·1	„	— 107·1
10. Sandstein	1·30	„	— 108·4

Bei der Bohrlochtiefe von 308·4 *m* stellte sich sehr starker Auftrieb von Wasser ein. Die Temperatur des Wassers ist nicht gemessen worden.

Bohrloch bei der Falkschen Fabrik in Soborten nordöstlich von Teplitz.

Der Tagkranz des Bohrloches liegt bei rund 208 *m* Seehöhe. Vom 7. Mai bis 25. Juli 1903 wurden durch die Bohrunternehmung J. Thiele in Ossegg erbohrt:

	Meter		Seehöhe Meter
1. Humus, Schotter, miocäne Letten	18·90	bis	189·10
2. verschiedene miocäne Letten	31·60	„	157·50
3. Kohle, rein	4·00	„	153·50
4. Kohle, mit Letten . . .	2·00	„	151·50
5. Letten	7·20	„	144·30
6. grauer Letten, z. T. oberturoner Tonmergel . .	10·00	„	134·30
7. Kalkmergel	58·45	„	75·85
8. Kalkmergel mit Schwefelkies	0·55	„	75·30
9. Kalkmergel	67·00	„	+ 8·30

Starker Wasserauftrieb; Menge des zufließenden Wassers 140 Liter in der Minute. Die Temperatur wurde nicht gemessen.

	Meter		Seehöhe Meter
10. Sandstein, wahrscheinlich Cenoman	15·05	bis	— 7·75
11. Gneis	0·80	„	— 8·55

Das Bohrloch in Soborten liegt bereits in der Nähe des Erzgebirges, von dessen Südrande nur noch 1·75 *km* entfernt. Deshalb ist es nicht auffällig, wenn die oberturonen Mergel an dieser Stelle nur noch eine Gesamtmächtigkeit von rund 130 *m* besitzen.

Bohrloch in Theresienau bei Tetschen.

Dieses Bohrloch liegt mit seinem Tagkranze in 140 *m* Seehöhe. Durchteuft wurden nach wenig mächtigen Alluvionen oberturone Ton- und Kalkmergel bis — 40 *m* Meereshöhe. Die Tonmergel wechsellagern mit 10 *cm* bis 50 *cm* mächtigen Bänken von Kalksandstein. In 180 *m* Tiefe (— 40 *m* Seehöhe) wurde die Bohrung im trockenen Kalkmergel eingestellt, ohne daß der Mergelkomplex durchschlagen worden wäre.

Alle vorgenannten Bohrungen erweisen demnach in ganz unerwarteter Übereinstimmung unter sich und mit den über tags im südwestlichen Teile des Böhmischen Mittelgebirges gefundenen Tatsachen das Vorhandensein einer oberturonen Mergelplatte von Ton- und Kalkmergeln im mittleren Teile Nordböhmens von rund 200 *m* Mächtigkeit. Nur gegen den Rand des Erzgebirges verringert sich ihre Mächtigkeit.

Unter der Mergelplatte lagern Sandsteine des Mittel- und Unterturon, beziehungsweise des Cenoman, welche gespanntes Wasser führen. Das Wasser tritt aus Bohrlöchern im unzerbrochenen Mergel mit höherem Drucke an der Erdoberfläche aus.

An zwei Orten, bei Wilsdorf südlich Bodenbach und bei Wisterschan südlich Teplitz ist die Temperatur des artesisch aufsteigenden Wassers gemessen worden; in beiden Fällen wurde eine gegenüber der normalen erhöhte Temperatur festgestellt. Bei Wilsdorf übersteigt die gemessene Temperatur (20·0° C) die normale um 8·1°, in Wisterschan (23° C) um 9° C.

Auf eine abnormale, besonders niedrige Tiefenstufe ist diese Temperaturerhöhung nicht zurückzuführen, weil im trockenen Gneise bei Bilin die geothermische Tiefenstufe mit 32·07 *m* festgestellt worden ist.

Für die Erklärung der erhöhten Wassertemperatur bleibt nur die Annahme übrig, daß zu dem Wasser im Sandstein unter der Mergelplatte auf Spalten im Grundgebirge aus der Tiefe Wasser von höherer Temperatur zutritt.

Diese Annahme findet ihre wichtigste Stütze in der Tatsache des Austrittes von Thermalwasser aus Spalten des Quarzporphyr in Teplitz-Schönau mit 49·0° C Temperatur und aus Klüften mittelturonen Sandsteins in Tetschen mit 17·7° C Temperatur.

Nachtrag. Über ein Bohrloch, welches mehrere Jahre vor der in vorstehenden Zeilen beschriebenen Bohrung in Wisterschan durch die Firma Grohmann abgeteuft wurde, hat bereits G. C. Laube in den Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1888, pag. 217 berichtet. Auch G. C. Laube führt die erhöhte Temperatur des artesischen Wassers auf den Zutritt von Thermalwasser zurück.

Über eine Eocänfaunula von Ostbosnien und einige Eocänfossilien der Herzegowina.

Von Paul Oppenheim.

Mit 5 Lichtdrucktafeln (Nr. XI [I]—XV [V]).

Einleitung.

Der Landesgeologe für Bosnien und die Herzegowina, Herr Dr. F. Katzer, sandte mir Ende September 1906 eine Anzahl von Eocänversteinerungen zur Bestimmung ein, welche er „im Jablaugebiet zwischen Celić und der an der Drina an der serbischen Grenze befindlichen Stadt Zvornik“ gesammelt hatte. Ich habe diese Fossilien damals sogleich bestimmt und die Absicht gehabt, über sie, welche mich im Zusammenhang mit früheren Studien besonders lebhaft interessieren mußten, baldigst zu berichten, in Verbindung mit einer geologischen Einleitung, welche mir Herr Katzer freundlichst in Aussicht gestellt hatte. Inzwischen bin ich durch allerlei persönliche Verhältnisse, zumal durch eine Reihe von Todesfällen im Kreise meiner Familie, von diesen meinen Arbeiten etwas abgedrängt worden, und dies hat wohl mit dazu beigetragen, daß Herr Katzer seine Angaben über das geologische Vorkommnis im Zusammenhang mit anderen technisch wichtigen Fragen, bereits publiziert hat[1]. Nach Herrn Katzer würde das flyschartige Eocän, welches von Hofmann früher zur Kreide gerechnet worden war, sich ungefähr gliedern in untere grüngraue bis schwarzblaue Mergel mit Einschaltungen von blaugrauen, an kohligen Partikeln reichen Grobkalken und in eine obere flyschartige Sandsteinstufe, über welche, jedoch nur im engeren Gebiete von Priboj, eine aus „bunt gebänderten und gestreiften Mergeln und kalkigen Schiefertonen“ bestehende Schichtenreihe folgt, welche nach Herrn Katzer schon an der Grenze des Oligocän steht. Die mir eingesandten Fossilien, welche von vier Fundpunkten stammen, würden nach der Veröffentlichung des Herrn Katzer aus den Mergeln im Liegenden und in Zwischenschaltungen der Grobkalke entnommen sein. Herr Katzer schickte mir seinerzeit folgende kurze Kennzeichnung dieser vier Fundpunkte, welche er auch in seinem

[1] „Die Braunkohlenablagerung von Ugljevik bei Bjelina in Nordostbosnien.“ Berg- und Hüttenmänn. Jahrb. d. k. k. montanist. Hochschule zu Leoben und Přibram, Wien 1907.

späteren, oben erwähnten Aufsatze kurz aufführt, allerdings unter Hinzufügung eines Punktes Anići-Konak [1]), von welchem ich bisher nichts erhalten habe:

„*D* = Debelac-Berg, Westflanke an der Janja. Der miliolidenreiche Mergel enthält einige Korallen und Zweischaler. (11 Bruchstücke).

A = Arapovići. Das Hauptkontingent der Versteinerungen, die zumeist etwas abgerollt, teilweise aber auch sehr gut erhalten sind, stammt aus den unterhalb des Dorfes zur Tanja abfließenden Bächen (64 Exemplare, zumeist Cerithien, Zweischaler und Korallen). Mit *Ad* bezeichnete 4—5 Stücke stammen vom Aufstieg zum Dorfe.

Uz = Uzumovići. Östlich unterhalb des Dorfes kommen im grauen Mergel fast nur Korallen und Seeigelstacheln vor. (16 Exemplare von anscheinend nur drei Arten).

N = Südöstlich oberhalb der Nikolićhäuser. Hier sind die Fossilien zum Teil vorzüglich erhalten. Ich sende 86 Stück, vorzugsweise Cerithien, *Natica sp.* und Zweischaler.“

In seiner Publikation bemerkte Herr Katzer ausdrücklich, daß die Fossilien von Debelac aus Schichten stammen, die in ihrer stratigraphischen Position ungefähr mit Lopare übereinstimmten, alle anderen aber einem tieferen Horizont angehörten.

Das Studium der Versteinerungen hat mir nun, wie die beigegebene Liste beweisen dürfte, ergeben, daß alle diese Fundpunkte annähernd gleichalterig sind, so daß ich auch für die Sachen vom Debelacberge vorläufig kein höheres Niveau anzunehmen vermag. Die große Mehrzahl der betrachteten Formen, zumal der Mollusken, ist auffallenderweise neu, was um so mehr befremdet, als die relativ reichen Fundpunkte der nordwestlichen Majevica doch nur wenige Kilometer entfernt sind. Was dagegen sowohl an Korallen als auch an Bivalven bereits aus anderen Gebieten bekannt ist, läßt an ein mittleres Eocän denken und schließt jedenfalls Beziehungen zum unteren Eocän vollkommen aus. Die Korallen weisen besonders auf die petrographisch und faunistisch ähnlichen Absätze hin, welche in der Umgegend von Cormons im Friaul entwickelt sind und dort zweifellos dem tieferen Mitteleocän, den Schichten mit *Numm. laevigatus Lk.* angehören. Unter den Mollusken finden sich auch mancherlei Anklänge zu der Fauna von Roncà, welche sich aber nicht bis zu spezifischen Identitäten steigern, und welche wohl durch den litoralen, teilweise brakischen Charakter der Ablagerung bedingt sind.

Es liegen also nach meiner Auffassung in den Versteinerungen der Umgegend von Zvornik die ersten Fragmente einer anscheinend

[1]) Herr Dr. Katzer hat mir auf meine Anfrage letzthin mitgeteilt, daß dieser Fundpunkt sich durch eine große Anzahl von *Natica*- und *Lucina*-Steinkernen auszeichne, andere Arten seien selten, und der Erhaltungszustand wäre zumeist ein mangelhafter. Die besten Stücke wurden mir nachträglich eingesandt. Ich konnte daraus neu beschreiben die *Perna bosniaca n. sp.;* außerdem enthält die Sendung ein beschaltes Exemplar von *Mesalia fasciata Lk.* und Steinkerne von *Lucina saxorum Lk.*, während ich die teilweise zerdrückten Reste der Naticiden nicht zu bestimmen wage.

sehr reichen und vielseitigen Fauna des litoralen Mitteleocän vor, in welcher bisher leider und sehr wunderbarerweise, wie übrigens auch in den nordwestlichen Majevicagebieten[1]), die Nummuliten gänzlich fehlen. Eine weitere Gliederung dieser Vorkommnisse und die Klarlegung ihres Zusammenhangs untereinander bleibt im einzelnen wohl füglich weiteren Spezialstudien vorbehalten. Herrn Dr. F. Katzer sei für die Mitteilung dieser zweifellos sehr interessanten Faunula auch hier mein verbindlicher Dank ausgesprochen.

Im Anschlusse an die bosnischen eocänen Vorkommnisse, deren Betrachtung den Hauptteil dieser Mitteilung ausmacht, wollte ich nicht unterlassen, die Bestimmung einiger neuer Formen aus dem Eocän der Herzegowina zu geben. Wir sammelten diese auf unserer an den IX. internationalen Geologenkongreß sich anschließenden Exkursion in den Alveolinenkalken, welche sich von Dubravica nach Hrasno hinziehen, und sie haben in dem von Herrn Dr. Katzer seinerzeit erstatteten Bericht auf pag. 16[2]) bereits Erwähnung gefunden. Ich konnte hier bestimmen:

Diploria flexuosissima d'Ach.
Stylocoenia aff. emarciata Lk.
Plocophyllia sp. cf. gregaria Reuss.
Lucina cf. discors Desh.
Corbula cf. Lyonsi Oppenh.
Mesalia pedinogyra Oppenh.

Der größte Teil dieser Formen, zumal die Korallen, ist aus den Schichten von San Giovanni Ilarione in Venetien und aus den korallenführenden Absätzen des Friaul bekannt, es handelt sich hier sichtlich um einen tief mitteleocänen Horizont, dessen Ausbeutung, wie ich schon seinerzeit an Ort und Stelle anregte, sicherlich manches Interessante zutage fördern dürfte. Die Stücke auffallend leichten Alveolinenkalkes, welche ich seinerzeit mitgenommen habe, sind dicht erfüllt mit Versteinerungen, welche größtenteils die Schale besitzen und trefflich auswittern, so daß hier durch Arbeiten ad hoc sicher eine reiche, wohlerhaltene Fauna zu gewinnen sein dürfte. Bedeutsam vom tiergeographischen Gesichtspunkte aus sind die Beziehungen, welche die Fauna der Herzegowina mit derjenigen des Niltales darzubieten scheint (*Corbula cf. Lyonsi Oppenh.*, *Mesalia pedinogyra Oppenh.*). Der Ausdruck „Alveolinenkalk" ist allerdings cum grano salis zu verstehen, da Alveolinen selbst in ihm ziemlich selten sind, doch bilden die versteinerungsführenden Bänke, soweit ich mich entsinne, und wie ich auch Katzer a. a. O. verstehe, anscheinend eine Einlagerung in diesem Niveau. Jedenfalls dürften auch hier die wenigen paläontologischen Daten, welche mein in der Eile zusammengerafftes Material zu geben gestattet, vielleicht nicht ganz ohne Interesse und Bedeutung sein für die weiteren stratigraphischen Aufnahmen in diesen Gebieten.

---

[1]) Vergl. meine größere, hier vielfach zu Grunde gelegte Publikation über alttertiäre Faunen der österr.-ung. Monarchie in den Beitr. zur Paläontologie Österreich-Ungarns. XIII., 1901.

[2]) Bericht über die Exkursion durch Bosnien und Herzegowina (1.—10. September), Comptes Rendus IX. Congrès géol. internat. de Vienne 1903.

Ich möchte abschließend noch einige Worte sagen über den Erhaltungszustand der von mir untersuchten Fossilien, wie über die Anfertigung der Zeichnungen. Was den ersteren anbelangt, so ist er teilweise ein relativ recht günstiger. Die Kelche der Korallen sind größtenteils gut ausgewittert und an den Gastropoden waren in vielen Fällen sogar noch Reste der ursprünglichen Färbung erhalten. Ein Teil der bosnischen Fossilien war allerdings stark von dem Muttergestein, einem zähen, schwer mit der Nadel zu entfernenden Mergel, eingehüllt. Hier hat mir wiederum die Präparation mit Ätzkali vortreffliche Dienste geleistet[1]).

Die bildliche Darstellung der Fossilien sollte ursprünglich der vielversprechenden Kraft von Max Rudloff anvertraut werden. Nach dem tragischen Ende dieses Mitglieds der v. Knebelschen Islandexpedition war ich, da auch andere altbewährte Zeichner in unseren Fächern in den letzten Jahren in verhältnismäßig jugendlichem Alter verstorben sind, ohne einen Nachfolger für ihre so wichtige Tätigkeit zu hinterlassen, in einer gewissen Verlegenheit, bis ich in Herrn Maler Schmitson einen Ersatz fand. Die persönlichen Verhältnisse dieses Herrn ließen es aber nicht ermöglichen, die Zeichnungen, wie ich dies in den letzten Jahren gewohnt war, unter meiner ständigen Aufsicht in meinem Hause anzufertigen. Außerdem neigt Herr Schmitson vielleicht mehr, als dies sonst in unseren Darstellungen üblich, zu Rekonstruktionen und zu einer möglichst volkommenen Darstellung des Typus. Ich habe daher, wenn mir die fertigen Bilder überreicht wurden, immer damit zu tun gehabt, das allzu glatte oder gelegentlich zweifelhafte an der Darstellung zu eliminieren, während gewöhnlich der umgekehrte Weg seitens des Autors dem Illustrator gegenüber eingeschlagen werden dürfte. So wie ich die Abbildungen heute dem wissenschaftlichen Publikum unterbreite, kann ich in großen Zügen die Verantwortung für das allgemeine und typische übernehmen, für Einzelheiten indessen nicht. Ich hielt es für notwendig, dies vorauszuschicken, damit es späteren Nachprüfern meiner Resultate nicht so ergehe wie mir selbst, als ich zuerst die Originale von Dames' Echiniden des venetianischen Tertiärs in die Hände bekam und mit seinen stark rekonstruierten Abbildungen verglich[2]), und damit mir nicht eventuell aus irgendwelchen, von dem Zeichner vielleicht irrig interpretierten Einzelheiten unbegründete Vorwürfe gemacht werden. Für

---

[1]) Diese Methode und ihre chemische Unterlage ist in neuerer Zeit sehr eingehend von E. Böse und V. v. Vigier im Zentralblatt für Mineralogie 1907, pag. 305 f. behandelt worden. Es findet sich in diesen Betrachtungen mancherlei Neues, was sehr einleuchtet, wie z. B. die wenn auch schwache, so doch immerhin nicht zu übersehende Auflösung von Kalk, welche mir erklärt, weshalb zumal chemisch nicht ganz reines Ätzkali in einzelnen Fällen bei der Präparation geradezu wie eine Säure auf das Kalkgerüst von Korallen wirkt. In anderen Fällen, wie z. B. in der Behauptung, daß konzentrierte Lösungen von Ätzkali ebenso wirken, wie das reine Stangenkali selbst, decken sich meine früheren Beobachtungen nicht mit denjenigen der Verfasser. Im übrigen habe ich mich auch schon früher mit der Erklärung der hier eintretenden chemischen Vorgänge eingehender beschäftigt und darüber auch (Priabonaschichten, Palaeontographica, XLVII., 1900, pag. 23) einiges publiziert, was die Verfasser in ihrer Einleitung pag. 305 nicht ganz genügend berücksichtigen.

[2]) Palaeontographica, 1877, Band XXV.

die Darstellung in großen Zügen übernehme ich indessen, wie vorhin erwähnt, gern die Verantwortung und möchte noch hinzufügen, daß die Zeichnungen mit Fleiß, technischem Können und vieler Liebe angefertigt wurden und daß ich sie im allgemeinen für durchaus gelungen ansehe.

In den nachfolgenden Seiten pag. 316—318 füge ich eine Übersicht der Fossilien aus dem Eocän des Jablaugebietes bei.

Coralliaria.

1. *Actinacis cognata Opph.*

1901. *A. cognata* Oppenheim in Beiträge zur Paläontologie Österr.-Ungarns. XIII, pag. 182, Taf. XII, Fig. 7 und Taf. XIV, Fig. 5.

Fundort: Arapoviči, 2 Exemplare.

Die beiden kleinen Stöcke sitzen mit breiter Basis fest und sind aus konzentrischen Ringen zusammengesetzt. Die Oberfläche ist etwas hemisphärisch. Die Kelche sind kaum 1 *mm* groß und stehen in weiten Abständen voneinander, durch grobporiges Sklerenchym getrennt. Sie sind mit bloßem Auge, wenn auch schwach, sichtbar und besitzen 12 bis 16 sich untereinander verschnörkelnde Septa; die Columella ist von 5—6 Kronenblättchen umgeben.

Soweit der Erhaltungszustand der etwas abgeriebenen Polyparien eine Entscheidung gestattet, glaube ich nicht fehlzugreifen, wenn ich diese Form zuzähle zu der von mir seinerzeit vom Pecoi dei Soldi bei Cormons im Friaul beschriebenen und in zahlreichen Stücken vorliegenden Type.

2. *Bosnopsammia n. g. Katzeri n. sp.*

Taf. XI (I), Fig. 1—1*b*.

Fundort: Arapoviči.

Der Korallenstock bildet einen Becher, der anscheinend mit breiter Anhaftungsstelle festsitzt, ziemlich dick ist und gegen den Rand hin leichte Einbuchtungen zeigt. Die Unterseite ist stark konvex und trägt keinerlei Kelche, dagegen, wie dies bei Außenwandungen von Korallenstöcken gewöhnlich der Fall ist, eine Reihe von Fremdkörpern, Wurmröhren und dergleichen, was hier nur erwähnt sei, um darzutun, daß es sich wirklich um die Außenwand einer normalen Kolonie handelt. Sie wird durch zahlreiche, gekörnte, häufig wurmartig geschlängelte Rippen durchkreuzt, welche den Septocostalien mancher Fungiden (*Cyathoseris* etc.) gleichen, welche aber da, wo sie eine Abreibung erfahren haben, in dem Vorhandensein großer Poren und in ihrer Auflösung in ein trabekuläres Netzwerk deutlich zeigen, daß sie aus unvollkommen miteinander verbundenen Kalkkörpern zusammengesetzt sind. Die Oberseite ist flach, durch kaum ausgeprägte Täler unterbrochen, die Kelche stehen in unregelmäßiger Entfernung voneinander und erheben sich kaum über die Oberfläche. Die

Liste der Fossilien aus dem Eocän des Jablaugebietes.

	Debelac-Berg	Arapoviči	Uzumoviči	Nikolić-häuser	Fremde Provenienzen
Actinacis cognata Opph.	—	+	—	—	Mitteleocän des Friaul.
Bosnopsammia Katzeri n. sp.	—	+	—	—	—
Pironastraea discoides d'Ach.	—	—	+	—	Mitteleocän des Friaul.
Columnastraea Caillaudi Mich.	+	+	+	—	Mitteleocän der Corbières, der Umgegend von Nizza, des Friaul und des Vicentino.
Heliastraea Hilarionensis d'Ach.	—	+	—	—	Mitteleocän des Friaul, Schichten von S. Giovanni Ilarione in Venetien.
Stylocoenia epithecata n. sp.	—	+	—	—	Verwandt mit den großen *Stylocoenia*-Arten des Mitteleocän in Venetien, Ungarn, Indien und dem anglo-pariser Bereiche.
Astrocoenia expansa d'Ach.	—	—	+	—	Mitteleocän des Friaul, Schichten von S. Giovanni Ilarione.
„ *aspera d'Ach.*	—	—	+	—	Mitteleocän des Friaul.
Cidaris sp.	—	—	+	—	Verwandt mit dem indischen C. *halaënsis d'Arch.*
Ostrea (Gryphaea) Katzeri n. sp.	+	+	—	—	Verwandt mit der mitteleocänen *O. elegans Desh.*
Perna bosniaca n. sp.	—	—	—	Anici Konak	—
Corbis major Bay.	—	—	—	+	Mittel- bis Obereocän in Venetien, Herzegowina, Ägypten. Nahe verwandt mit Formen des Mitteleocän des Pariser Beckens und dem Cotentin.
„ *lamellosa Lk.*	—	+	—	—	Im Pariser Becken von den Sanden von Cuise bis zu den Sables moyens. Im Mittelmeergebiete in den gleichen Horizonten weit verbreitet, besonders häufig in den obereocänen Schichten von Roncà.

	Debelac-Berg	Arapoviči	Uzumoviči	Nikolić-häuser	Fremde Provenienzen
Crassatella kalitensis Opph.	—	—	—	+	Verwandt mit der mitteleocänen *C. sinuosa Desh.* des Pariser Grobkalks.
„ *plumbea Chemn.*	—	—	—	+	Im Pariser Becken von den Sanden von Cuise bis in die Sables moyens, weit verbreitet im Mediterrangebiet in mittel- bis obereocänen Absätzen. In nahe verwandten Arten setzt sie in das Oligocän fort und stirbt im Oberoligocän in den Europäischen Meeren aus.
Cardita Reginae n. sp.	+	+	—	+	Nahe verwandt mit *C. Viquesneli d'Arch.* des Mitteleocän in Ägypten und wahrscheinlich in Indien.
Lucina saxorum Lk.	—	+	—	+ (auch Anici Konak)	Mittel- und Obereocän im Pariser Becken und im Mediterrangebiet.
Natica (Ampullina) Vulcani Al. Brongt	—	+	—	+	Obereocän und Priabonien im Mediterrangebiet.
Natica (Megatylotus) praetoriana n. sp.	—	—	—	+	Beziehungen unbekannt.
Natica (Megatylotus?) hospitalis n. sp.	—	—	—	+	Desgleichen.
Natica (Naticina) comitalis n. sp.	—	—	—	+	Verwandt mit *N. Elsae Donc.* aus dem Mitteleocän der Corbières.
Turritella medioconcava n. sp.	—	+	—	+	Nähere Beziehungen unbekannt.
Mesalia fasciata Lk.	—	+ (auch Anici Konak)	—	+	Im Pariser Becken im Mittel- und Obereocän, in Ägypten in der oberen Mokattamstufe.
Melanatria bosniaca n. sp.	—	—	—	—	Verwandt mit der *M. vulcanica v. Schloth.* der obereocänen Tuffe von Roncà.

	Debelac-Berg	Arapoviči	Uzumoviči	Nikolić-häuser	Fremde Provenienzen
Cerithium (Pyrazus) arapovicense n. sp.	+	+	—	—	Sehr nahestehend dem *C. pentagonatum Brongt.* des Obereocän von Roncà in Venetien und von Bois-Gouët in der Bretagne.
Cerithium (Batillaria) satrapes n. sp.	—	+	—	+	Verwandt mit dem mitteleocänen *C.* (*Lampania*) *Katzeri* von den weiter westlichen Fundorten der Majevica und mit dem von Doncieux für untereocän gehaltenen *C. Brunhildae Donc.* der Corbières.
Cerithium (Vertagus) Rudloffi n. sp.	—	+		+	Verwandt mit dem *C. multisulcatum Brongt.* aus dem Obereocän von Roncà.
Cerithium Deprati n. sp. . . .	—	+	—	+	Verwandtschaftsbeziehungen bisher unbekannt.
„ *Lethe n. sp.*	—	+	—	+	Desgleichen.
„ (*Gourmya*) *Manfredi n. sp.*	—	+	—	+	Verwandt mit dem in den gleichen Schichten wie auch mit dem in den westlichen Fundpunkten der Majevica (Lopare) auftretenden *C. maccus Opph.*
Cerithium (Gourmya) maccus Opph.	—	+	—	+	Vergl. oben.
„ *basiplanum n. sp.* . .	—	+	—	—	Verwandschaftsbeziehungen bisher unbekannt.
„ *Jablaui n. sp.*	—	+	—	+	Desgleichen.

Septocostalien, welche sie verbinden, und welche manchmal sehr bedeutende Längen erreichen, verschnörkeln sich häufig unregelmäßig miteinander und entsprechen hierin, wie in allen anderen Zügen, den Rippen der Unterseite. Auch hier tritt der trabekuläre Charakter an abgeriebenen Stellen deutlich hervor, aber auch nur dort, denn an anderen Punkten glaubt man ein ganz kompaktes, stark gedorntes Fungidenseptum vor sich zu sehen. Die Kelche sind gewöhnlich 2, in seltenen Fällen 3 *mm* breit. Sie scheinen nur durch basale Sprossung aus dem Innern der gemeinschaftlichen Masse, welche man hier wohl doch als Coenenchym bezeichnen muß, hervorzutauchen. Ich zähle 40—48 untereinander völlig gleiche Rippen an jedem Kelche, welche über die Mauer hinwegsetzen und als Septen sich in das Innere des sehr flachen Kelches fortsetzen. Ganz tadellos im Innern erhaltene Polyparien habe ich an dem kleinen Stocke weder durch mechanische, noch auch durch chemische Präparation durch Ätzkali gewinnen können. In einem Falle sieht man deutlich, daß die jüngeren Septalcyclen sich mit den älteren verbinden und daß etwa 12 von diesen bis zu der außerordentlich starken, aus zahlreichen Trabekeln zusammengesetzten Achse reichen, nur die große Flachheit der Kelche läßt diese letztere überhaupt erkennen. Schliffe habe ich zu machen versucht, aber nachdem mir einer mißglückt war, mich nicht zu weiteren Beschädigungen des Unikums entschließen können.

Die Bestimmung dieser Korallen hat mir lange Zeit die ernstlichsten Schwierigkeiten gemacht. Ich glaube jetzt insoweit meiner Sache sicher zu sein, als ich in der Form eine *Eupsammide* erblicke, welche sich wohl am meisten anschließen dürfte an die rezente Gattung *Coenopsammia* [1]) *Milne Edw.* und *Haime* und die eocäne *Stereopsammia* der gleichen Autoren [2]). Von beiden unterscheidet sich aber unser Fossil durchgreifend vor allem durch die weit stärkere Kompaktheit der Septocostalien und durch den Besitz eines Coenenchyms. Letzteres Moment scheint nach den Originaldiagnosen von Milne Edwards und Haime mit einer *Eupsammide* unvereinbar, doch entwickeln sowohl *Coenopsammia* als *Stereopsammia* Verbindungselemente, welche an ein eigentliches Coenenchym stark erinnern, außerdem ist selbst für *Dendrophyllia* der Besitz eines Coenenchyms von Reis [3]) betont worden. Im übrigen ist besonders die Gestalt der kleinen Polyparien bei der im Eocän weit verbreiteten [4]) *Stereopsammia humilis Milne Edw.*

---

[1]) „Histoire naturelle des Coralliaires." III, pag. 125.

[2]) Ibidem, pag. 130.

[3]) „Die Korallen der Reiter Schichten." Geognost. Jahreshefte, Kassel, 1889, pag. 107.

[4]) Die Form wurde ursprünglich aus dem Mitteleocän von Bracklesham-Bay (Milne-Edwards und Jul. Haime „A monograph of the british fossil corals" I, London 1850, pag. 37, Taf. V, Fig. 4*a* und *b*) beschrieben, wo sie anscheinend sehr selten ist, da die Autoren nur von einem Exemplare aus der Sammlung von Frederic Edwards berichten, und später dann sowohl aus Venetien (Croce grande in den Tuffen von San Giovanni Ilarione, vergl. d'Achiardi „Studio comparativo fra i coralli dei terreni terziari del Piemonte e dell' alpi venete", Pisa 1868, pag. 29) als auch aus dem Friaul gleichfalls von d'Achiardi („Coralli eocenici del Friuli", pag. 78) angegeben worden. Ich möchte übrigens im Gegensatze zu den Angaben des letzteren Autors darauf aufmerksam machen, daß auch in England die Art im Mitteleocän und nicht in dem untereocänen Londontone auftritt, wie man nach den

und Haime[1]) eine sehr ähnliche. Auch hier sind zum Beispiel die Septen niedrig und ragen nicht über das Innere des Kelches hervor. Sie sind nicht „débordantes“ im Sinne von Milne Edwards und Haime, aber *Stereopsammia* hat keine Columella, und die Rippen sind fein und häufig unterbrochen, wurmartig geschlängelt (vermiculés). Die recenten Coenopsammien kenne ich nicht näher, doch lassen sich auch hier nach der Originaldiagnose von Milne Edwards und Haime sehr bedeutende Unterschiede namhaft machen, welche sich besonders auf die Konsistenz der Rippen beziehen, außerdem soll niemals ein vierter Zyklus von Septen entwickelt sein.

3. *Pironastraea discoides d'Ach.*

1875. *P. discoides d'Achiardi* in „Coralli eocenici del Friuli“. Atti Soc. Toscana di Scienze naturali I, pag. 76, Taf. XV, Fig. 2—3.

Fundort: Uzumoviči, 1 Exemplar.

Das Unikum entspricht in der allgemeinen Gestalt und zumal in der Beschaffenheit der mit starken Epithecalringen bedeckten Unterseite durchaus der von d'Achiardi aus dem Eocän des Friaul beschriebenen Type, welche auch mir in mehreren von mir selbst gesammelten Exemplaren aus Cormons vorliegt. Die Oberseite hat — ein seltener Fall — durch die Präparation mit Ätzkali etwas gelitten, doch zeigt sie an den Stellen, wo sie unverletzt ist, auch jetzt noch dasselbe Kelchbild wie die Vorkommnisse des Friaul. Diese ungünstige Wirkung des Ätzkali ist wohl darauf zurückzuführen, daß die Kelche äußerst zart sind und ganz oberflächlich liegen. Das letztere Moment wird bereits von d'Achiardi angegeben. Die konzentrischen Zonen, in denen die Kelche angeordnet sein sollen, sind auch in den Stücken des Friaul nicht immer deutlich, wie man an Fig. 26 bei d'Achiardi beobachten kann. Auch ich besitze beide Variationen in meiner Sammlung, und zwar liegen sie bei dem einen, anscheinend jüngeren Stücke geringerer Größe noch weit ausgesprochener und enger konzentrisch als d'Achiardi angibt.

Die letzte Bemerkung des Autors „Traverse endotecali scarsissime“ kann ich nicht unterschreiben; erstens handelt es sich nicht um Traversen, sondern um Synaptikel und dann sind diese, wie nicht nur mein Exemplar, sondern auch d'Achiardis Figuren 3*a* und 3*d* erkennen lassen, keineswegs spärlich, sondern im Gegenteil äußerst zahlreich zwischen den Septen entwickelt.

---

schlecht gewählten Titel bei Milne Edwards und Haime vermuten sollte. Wie aus der Einleitung, pag. 12 a. a. O., mit Sicherheit hervorgeht, haben diese Autoren unter „Londonclay“ alle englischen Tertiärschichten zusammengefaßt, welche älter sind als der „Crag“. Es finden sich darunter außer der Bracklesham-Bay auch Barton, Sheppy und Alumbay auf der Isle of Wight. In der Sammlung des Königlichen Museums für Naturkunde in Berlin besitzen wir sie aus den Schichten von San Giovanni Ilarione.

[1]) „Histoire naturelle des Coralliaires.“ III, pag. 131.

4. *Columnastraea Caillaudi Mich.*

1901. *C. Caillaudi Mich.* Oppenheim in Beiträge zur Paläontologie Österr.-Ungarns. pag. 221, Taf. XVII (VII), Fig. 8—9 (cum Syn.).

Fundort: Arapoviči, Debelac-Berg, Uzumoviči.

Ein mittelgroßer, durchaus entsprechender Knollen von Arapoviči, einige Stücke vom Debelac-Berg, zahlreiche Exemplare von Uzumoviči.

Die Type ist ein Leitfossil für das mediterrane Mitteleocän und findet sich in den Corbières, der Umgegend von Nizza, im Friaul und in Venetien (Schichten von San Giovanni Ilarione). Sie wird zwar von dort nicht von Reuss zitiert, liegt mir aber in typischen Stücken in meiner Sammlung aus den Tuffen von Grola bei Valdagno vor.

5. *Heliastraea Hilarionensis d'Ach.*

1867. *H. Hilarionensis d'Achiardi* in „Catalogo“, pag. 7.
1873. *H. immersa Reuss* in „Paläontologische Studien“ III, pag. 15, Taf. XL, Fig. 1.
1875. *H. Hilarionensis d'Achiardi* in „Coralli eocenici del Friuli“, pag. 51.
1901. *H. Hilarionensis d'Achiardi.* Oppenheim in Beiträgen zur Paläontologie Österr.-Ungarns, pag. 176.

Fundort: Arapoviči.

Der Kelchdurchmesser bei dieser Art, welche im wesentlichen durch ihre tief eingesenkten, wenig über die Oberfläche des Stockes hervorspringenden Kelche und die gleich starken, sehr kurzen Rippen charakterisiert ist, scheint sehr zu schwanken, da Reuss[1]) 3, 5—8 *mm* für sie angibt, während er für die oligocäne Form[2]) nur $3-4^1/_2$ *mm* mißt. Entweder liegt für die eocäne Form ein Druckfehler vor, oder Reuss hatte hier, was der italienische Autor bereits a. a. O.[3]) vermutete, das miteinbegriffen, was d'Achiardi im Catalogo als *H. alpina* bezeichnete und später aus dem Eocän des Friaul beschrieb und abbildete. Diese Form, welche ich ebenfalls aus dem Friaul besitze, hat 6—7 *mm* breite Kelche und bildet sehr weit auseinandergehende, flache, in die Breite gezogene Stöcke, während die *H. Hilarionensis d'Ach.*, welche mir sowohl aus dem Friaul wie aus Croce grande in Venetien vorliegt, im allgemeinen nur kurze Knollen bildet, an denen der Durchmesser der Zellen zwischen 3 und 5 *mm* schwankt. Die zwei kleinen bosnischen Knollen, welche ich hierher rechne, sitzen mit breiter Basis fest und bestehen aus überall konzentrisch überrindenden Schichten. Sie entsprechen in ihrem Aufbau genau meinen teilweise etwas größeren Stücken von Cormons. Der Kelchdurchmesser schwankt zwischen 3 und 4 *mm*, und da wenigstens an dem einen Stocke fast ausschließlich kleine Kelche entwickelt sind, so ist das Habitusbild dadurch ein etwas verschiedenes. Immerhin glaube ich

---

[1]) „Coralli fossili del terreno nummulitico dell' Alpi Venete.“ Catalogo delle specie e brevi note. Pisa 1867 (hier stets als „Catalogo“ abgekürzt).

[2]) “Paläont. Studien über die älteren Tertiärschichten der Alpen.“ I—III. Denkschr. Wiener Akad. 28. 1868, 29. 1869, 33. 1873 (hier als Pal. Stud. I—III zitiert).

[3]) Pal. Stud. I, pag. 30.

[4]) „Coralli eocenici del Friuli“, a. a. O.

[5]) „Coralli eocenici del Friuli“, pag. 50, Taf. XI, Fig. 1.

aber, daß bei der sonstigen vollkommenen Übereinstimmung in allen Merkmalen und bei der Entwicklung auch zahlreicher größerer Polyparien an dem anderen Stücke eine spezifische Trennung nicht angebracht ist. Hervorzuheben wäre noch die starke Ausbildung der Achse an den bosnischen Stücken, welche Reuss mit Recht auch von den venezianischen hervorhebt, wie ich mich an meinem Exemplar sowohl bei natürlichen Kelchentblößungen als im Anschliffe überzeugen kann. Diese Achse besteht aus einer großen Anzahl, etwa 12, innig miteinander verbundener Papillen und liegt ziemlich tief. Da sich an diese naturgemäß bei der Fossilisation leicht weitere Kalkbildungen ansetzen, so entsteht, zumal bei etwas angewitterten Stücken, leicht der Eindruck einer *Stylina*- oder *Stylocoenia*-ähnlichen Achse.

6. *Stylocoenia epithecata n. sp.*

Taf. XI (I), Fig. 6—6*a*.

Fundort: Arapoviči, Aufstieg zum Dorf, 1 Exemplar.

Die Kolonie sitzt mit breiter, flacher, mit wulstigen Epithekalringen versehener Fläche fest. Ihre Oberseite ist dicht mit Zellen besetzt, die mit scharfen Graten aneinanderstoßen und deren Durchmesser 3—3$^1/_2$ *mm* beträgt. Sie ist am Rande schwach konvex, in der Mitte dagegen in einen wulstigen Fortsatz ausgezogen; auch dieser trägt Polyparien. Die unregelmäßige fünfeckige Zelle besitzt gewöhnlich zehn, selten mehr, dünne, vollständig gleiche Septen, die sich in der griffelförmigen Achse vereinigen. Zwischenpfeiler vermag ich nirgends zu entdecken.

Obgleich diese Art der *St. macrostyla Reuss* [1]), welche im Eocän von Ungarn und in einer sehr nahestehenden Art auch in Venetien (S. Giovanni Ilarione) wie in der Herzegowina (Dabriča) auftritt (*St. Reussi mihi* [2]), äußerst nahesteht, hindert mich doch nicht nur die allgemeine Gestalt und das Vorhandensein der Epithekalwülste, sondern vor allem der fünfzählige Habitus des Septalapparats und das gänzliche Fehlen der Abortivknospen (= Zwischenpfeiler) für eine Vereinigung, die ich selbst stark in Betracht gezogen habe [3]), zu plädieren. Es wäre doch auch, abgesehen von allen anderen Unterscheidungsmerkmalen, von denen ich auf das Auftreten der Epithekalringe und die Art der Anheftung den geringsten Nachdruck legen würde [4]), da ich analog ge-

[1]) Oberoligocäne Korallen aus Ungarn. Sitzungsber. k. Akad. LXI, Wien 1870, pag. 15 des Sep. Taf. V, Fig. 1—2.

[2]) Vergl. über diese meine Bemerkungen und Figur in den Beitr. zur Paläontol. Österreich-Ungarns XIII, pag. 222, Taf. XIII (III), Fig. 9—9*a*.

[3]) Es scheinen übrigens auch die Kelche von *St. macrostyla Reuss* größer zu sein, da hier 4—5 *mm* angegeben werden.

[4]) Reuss dagegen versichert für die Typen von Gran und S. Giovanni Ilarione dagegen mehrfach, daß sie keine Spur von Anheftung wahrnehmen lassen, scheint also diesem Merkmale weit größere Bedeutung beizumessen. Andrerseits betonen schon Milne Edwards und Haime in ihrer Originaldiagnose der Gattung *Stylocoenia* (Hist. nat. des Coralliaires II, pag. 250) das Vorhandensein eines „plateau commun" und einer „epithèque plissée", wie denn auch Michelin in seiner Iconographie zoophytologique Taf. XIV, Fig. 1*a*, beides bei seiner *Astraea hystrix* (= *St. monticularia Schweigg.*) abbildet.

baute und von mir bisher doch mit *St. emarciata Lk.* vereinigte Kolonien auch aus dem Eocän von Fresville kenne [1]), gar zu seltsam, eine Type als „*macrostyla*“ zu bezeichnen, welche die Styli ganz vermissen läßt. Außerdem scheint bei der vorliegenden Art der Septalapparat pentamer zu sein, im Gegensatze zu *St. macrostyla*, die oktomer und zu *St. Reussi*, die hexamer ist. Was die Zwischenpfeiler anlangt, so kenne ich sie bei den beiden anderen Typen bei ganz jugendlichen Exemplaren, die viel kleiner sind als das vorliegende Stück; also auch Jugenderscheinungen würden ihr Fehlen bei unserer Type nicht erklären können.

7. *Stylocoenia aff. emarciata Lk* [2]).

Fundort: zwischen Dubravica und Hrasno in der Herzegowina.

Der vorliegende kleine, etwa 25 *mm* breite Korallenstock entspricht sowohl in seinem Habitus als in der Zartheit seines Aufbaues, der tiefen Einsenkung der Kelche und dem Vorhandensein von Eckpfeilern durchaus der anglo-pariser Eocänart, und ich würde ihn mit dieser vereinigt haben, wenn ich nicht mit aller Bestimmtheit in den Kelchen zehn statt acht große Septen wahrzunehmen glaubte. Sollte dieses Merkmal durchgehend sein, so wäre die Art naturgemäß zu trennen. Ihre Kelche sind $2-2^1/_2$ *mm* breit, was ebenfalls etwas weniger ist, als die Mehrzahl der nordischen Stücke erkennen läßt, doch treten auch hier Stücke mit etwas schmäleren Kelchen auf. Daß diese etwas mehr in die Länge gezogen, mehr polygonal, fast vierseitig erscheinen, würde vielleicht das Gewicht der Gründe verstärken, welche für eine spezifische Trennung anzuführen wären. Immerhin würde der Hauptunterschied in der Zahl der Hauptsepten zu suchen sein. Von der oben beschriebenen, bosnischen *St. epithecata n. sp.*, welche ebenfalls zehn Hauptsepten besitzt, unterscheidet sie, abgesehen von dem Auftreten der Zwischenpfeiler, auch die geringere Größe der Septen.

8. *Astrocoenia expansa d'Ach.*

1875. *A. expansa d'Achiardi* in Coralli eocenici del Friuli. Atti delle Soc. Toscana di Scienze naturali (Pisa) I, pag. 62, Taf. XII, Fig. 2.

1896. *A. expansa d'Ach.* Oppenheim in Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., pag. 40, Taf. V, Fig. 11—11*a*.

---

[1]) Epithekalringe gibt Duncan (Sind Fossil Corals, Mem. of the geolog. survey of India XIV, Calcutta 1880, pag. 30) auch von der indischen *St. maxima Duncan* an, die ebenfalls zehn Primärsepten besitzt, sich aber durch viel größere Kelche und reiche Entwicklung der Pfeiler unterscheidet. Das Vorhandensein von einer mit Epithek versehenen Anhaftungsstelle für derartige Kolonien ist an und für sich leichter verständlich als das Fehlen der Anheftung bei anderen. Hier drängt sich die Frage nach der Art der Fixierung auf, für welche ich wenigstens noch keine Beantwortung gefunden habe. Es müßte denn sein, daß auch die schwereren und größeren Klumpen ursprünglich ebenso an flottierenden Tangen festhingen, wie dies Milne Edwards und Haime mit Recht von den leichteren und kleineren *St. emarciata Lk.* und *St. monticularia Schweigg.* annehmen.

[2]) Vergl. Milne Edwards und Haime, A monograph of the British fossil Corals. I Part, London 1850, pag. 30, Taf. V, Fig. 1—1 *a*.

1901. *A. expansa d'Achiardi.* Oppenheim in Beiträge zur Paläontologie Österr.-Ungarns, pag. 224, Taf. XIV, Fig. 17—17*b*.

Fundort: Uzumoviči, mehrere Stücke.

Ich rechne zu dieser von d'Achiardi aus dem Eocän des Friaul (Rosazzo, Brazzano) zuerst beschriebenen und später von mir in den Tuffen von S. Giovanni Ilarione (Zovencedo, Grola) nachgewiesenen äußerst kleinkelchigen Art eine Reihe von kleinen, aus konzentrischen Schichten gebildeten Knollen, deren Kelche kaum $^1/_2$ *mm* messen und im allgemeinen nur zwei Septalzyklen, seltener mehr, erkennen lassen. Die tief liegende Columella ist an einzelnen Stellen gut sichtbar. Die Primärsepten gelangen bis in ihre Nähe; wo keine Abreibung stattgefunden hat, überschreiten sie die Mauer, welche sonst als scharfer Grat zwischen den Einzelindividuen erhalten ist. Der feine Septalrand scheint gezähnelt. Die Kelche sind etwas kleiner als bei den von d'Achiardi beschriebenen Formen, wo sie etwa im Durchmesser von 1 *mm* abgebildet sind, doch fügt der Autor selbst hinzu „spesso assai meno" und auch mir liegen aus Grola Stücke von geringerer Kelchgröße vor.

9. *Astrocoenia aspera d'Ach.*

1875. *A. aspera d'Achiardi* in Coralli eocenici del Friuli, pag. 61, Taf. XII, Fig. 2.

Fundort: Uzomoviči, 3 Exemplare.

Polypenstock aus konzentrischen Lagen gebildet, die von allen Seiten mit Kelchen besetzt sind. Diese sind kreisförmig bis polygonal und zirka $2^1/_2$—3 *mm* breit. Die Septen greifen rippenartig über die schmalen Mauern herüber; sie sind in der Zahl von zwölf in zwei sehr scharf voneinander geschiedenen Zyklen entwickelt, indem der erste die Columella wenigstens unten erreicht, während der zweite sich kaum vom Außenrande entfernt. Da die Septocostalien auf der Oberfläche ziemlich hervorspringen und die Mauer durch sie wie eingekerbt erscheint, so bietet die Oberfläche des Stockes eine gewisse Rauhigkeit dar, welche d'Achiardi veranlaßte, der Type den Namen „*aspera*" zu verleihen. Sie ist selten im Eocän des Friaul und dürfte wohl auch in den Tuffen von S. Giovanni Ilarione in Venetien nicht fehlen, obgleich sie dort bisher meines Wissens nicht nachgewiesen wurde.

10. *Diploria flexuosissima d'Ach.*

1868. *D. flexuosissima d'Achiardi* in Coralli fossili del terreno nummulitico dell' alpi venete, Memorie della Soc. ital. di Scienze naturali, Milano 1868, II, pag. 26.
1873. *D. flexuosissima Reuss* in Paläontologische Studien III, pag. 11, Taf. XXXIX, Fig. 1.
1875. *D. flexuosissima d'Achiardi* in Coralli eocenici del Friuli, pag. 41.

Fundort: zwischen Dubravića und Hrasno in der Herzegowina, legi 1903.

Ein wohl erhaltener, kuchenförmiger Knollen, durchaus mit der sehr charakteristischen Art von San Giovanni Ilarione übereinstimmend; sehr deutlich ist die langgestreckte, leistenförmige Columella und die Verdickung der Septen oberhalb derselben.

11. *Plocophyllia sp. cf. gregaria Reuss.*

Vergl. Reuss, Paläontologische Studien III, pag. 9, Taf. XXXIX, Fig. 4.

Fundort: zwischen Dubraviča und Hrasno in der Herzegowina.

Von der Type liegen nur zwei kleine, seitlich zusammengepreßte Stöcke vor, welche mit lebhaft gekörnelten, abwechselnd ungleichen Rippen bedeckt sind, und sich in einer Entfernung von 25 *mm* von der breiten Anheftungsstelle zu gabeln beginnen. Die Sternzellen selbst liegen größtenteils im Gestein. Was von ihnen erkennbar ist, spricht nicht gegen eine Zuteilung zu der Reussschen Art.

Echinoidea.

Cidaris sp.

Taf. XI (I), Fig. 3.

Fundort: Uzumoviči, 1 Exemplar.

Stachel kurz, relativ groß, keulenförmig, Oberfläche mit etwa 24 Reihen grober Knoten, welche nicht sehr regelmäßig stehen, und zwischen welche sich gelegentlich noch weitere Reihen einschieben. Die Zwischenräume zwischen den Knotenreihen tragen feine Körner, welche ebenfalls in undeutlichen Längsreihen stehen. Der untere Abschnitt des Stachels ist abgebrochen, so daß über die Form des Halses und der Gelenkfläche nichts Näheres anzugeben ist. Länge 26, Breite 10 *mm.*

Ich finde für diese an mesozoische Typen erinnernde Form kein Analogon unter den alttertiären Cidariden Europas. Die hier bekannten Stacheln sind schlanker und schmaler. Am ersten vergleichbar wären die von d'Archiac[1]) als *C. Halaënsis* mitgeteilten Formen, besonders die a. a. O. auf Fig. 3 *a* und 3 *d* abgebildeten Exemplare. Auch hier wird von d'Archiac die Ähnlichkeit mit Kreideformen, wie *C. Forchhammeri Desor*[2]), betont. Duncan und Sladen[3]) haben die d'Archiac'sche Art im Miocän von Kachh (= Kutch, Landschaft östlich von der Indusmündung) aufzufinden geglaubt, während sie diese nicht aus dem Eocän zitieren, aber auf Taf. XI, Fig. 4 und 7 sehr entsprechende Körper aus der *Ranikot*-Gruppe des westlichen Sind abbilden.

Mollusca.

1. *Ostrea* (*Gryphaea*) *Katzeri n. sp.*

Taf. XII (II), Fig. 1—1 *a*, 5.

Fundort: Nikolićhäuser (abgeb.), Unikum. — Arapoviči, mehrere Stücke. — Debelac-Berg, Westflanke an der Janja, 3 Exemplare.

---

[1]) „Description des animaux fossiles du groupe nummulitique de l'Inde", pag. 196, Taf. XIII, Fig. 3 *a—f*.

[2]) Vergl. über diesen *Cotteau* in d'Orbigny, Paléont franç. Terrain crétacé. VII, pag. 324, Taf. 1078—79, Fig. 1—3, bes. Taf. 1078, Fig. 9 und 13.

[3]) „A monograph of the tertiary Echinoidea of Kachh and Kattywar", London 1883, pag. 51.

Unterklappe sehr langgestreckt und schmal, sehr gewölbt mit nach der Seite gedrehtem, stark aufgeblähtem Wirbel. Vorderteil steil abfallend, fast nach innen gebogen, hinterer Schloßrand sehr wenig abfallend. Seitenränder parallel, innen fein gekerbt; Pallium in mäßigem Bogen verlaufend. Ligamentalarea hoch und schief. Skulptur oben nur aus schuppigen Anwachsringen gebildet, die gedrängt stehen, aber ziemlich unregelmäßig verlaufen. Zwischen diesen schieben sich etwas jenseits der Mitte gegen den Unterrand hin einige schmale, durch weite Zwischenräume getrennte, von den Anwachsringen nicht gedornte Längsrippen ein, die so wenig hervortreten, daß sie in der Profilansicht fast gänzlich verschwinden, die aber in der Beleuchtung von oben sehr deutlich sind. Deckelklappe stark gewölbt, bis auf die gedrängten, schuppigen Anwachsringe glatt, mit nach der Seite gedrehtem, endständigem, aber nicht hervortretendem Wirbel und bogenförmig geschwungenem hinterem Schloßrand; Anwachsringe hinten stärker hervortretend; Innenrand sehr deutlich gestreift, und zwar zieht sich diese Streifung durch die dünnen blättrigen Schichten hindurch, welche die Schale bilden. Ligamentalfeld flach, aber langgestreckt und schmal.'

Höhe 79, größte Breite 38, Wölbung 30 *mm*.

Diese Type erinnert an *Ostrea elegans Desh.* und die ihr nahestehenden großen gryphaeoiden Faunen, welche das ägyptische Eocän birgt[1]), unterscheidet sich aber von allen durch das fast gänzliche Zurücktreten der Radialskuptur, während diese letztere selbst bei abgerollten Stücken immerhin doch zu deutlich ist, um eine Vereinigung mit der ganz glatten, von mir bereits aus Bosnien angegebenen[2]) *G. globosa Sow.* zu gestatten. Das gleiche gilt von der überraschend ähnlichen, ebenfalls aber, wie die von Penecke[3]) gegebene Beschreibung und meine eigenen Stücke von Guttaring übereinstimmend dartun, nie mit Radialskulptur versehenen *O. Canavali Pen.*

2. *Perna bosniaca n. sp.*

Taf. XIII (III), Fig. 1—1 *a*.

Fundort: Anici-Konak, 1 Exemplar. Linke Klappe.

Schale mittelgroß, mäßig, zumal in ihrem medianen Teile, gewölbt, ziemlich dick, mit gedrängten, etwas schuppigen Anwachsringen bedeckt; Wirbel wenig deutlich, terminal; Schloßrand nicht horizontal, sondern deutlich aufsteigend, Hinterrand ziemlich geradlinig, Pallium mäßig geschwungen, Vorderrand mit sehr tief einspringender, auch bei der Aufsicht äußerst deutlicher Byssuseinbuchtung, welche sich von innen als ein breites, halb ovales Feld mit stark abgesetzten Anwachs-

[1]) Vergl. P. Oppenheim, Zur Kenntnis alttertiärer Faunen in Ägypten I. Palaeontogr. XXX. 3. 1903, pag. 19 ff., zumal *O. Fraasi M. E.* a. a. O. pag. 21, Taf. II, Fig. 1, V, Fig. 2.

[2]) Beiträge zur Paläontol. Österreich-Ungarns. XIII, pag. 231.

[3]) Das Eocän des Krappfeldes in Kärnten. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch., Bd. XC, Wien 1884, pag. 27 (353), Taf. III, Fig. 2, IV, Fig. 2 u. 3. Diese Art wird übrigens von Frauscher in seinem „Untereocän der Nordalpen", Denkschr. Wiener Akad. LI, 1886, nicht einmal angegeben, geschweige diskutiert.

ringen kennzeichnet. Zwischen Byssus und Schloß findet sich eine breite, dreieckige Leiste. Die Schloßplatte selbst ist mächtig entwickelt und trägt fünf Ligamentalfelder. Von den zwischen diesen liegenden Pfeilern sind die ersten beiden nahezu ebenso breit wie die Gruben, während die drei hinteren wenigstens das Doppelte ausmachen. Die Pfeiler lösen sich nach abwärts gegen den Innenraum der Schale hin in einer Reihe scharfer, in ihrem Verlaufe etwas unregelmäßiger Grate auf, deren Entstehung und Funktion mir nicht recht klar ist. Die hinten nicht vollständige Schale besitzt eine Höhe von 33 *mm*, das Schloßfeld eine Breite von 23 *mm*.

Ich kenne eine Reihe von eocänen Perniden, die der vorliegenden Art ähnlich werden, keine aber, mit der ich sie zu identifizieren vermöchte. Am nächsten seht *P. Cobellii Oppenh.*[1]) aus den Roncàschichten von Rovereto in Südtirol. Diese hat in der allgemeinen Gestalt recht bedeutende Ähnlichkeit, unterscheidet sich aber auch hierin durch die mehr horizontale Schloßplatte und die stärkere Aufwulstung der Wirbelpartie. Außerdem tritt ihr Byssus gänzlich zurück und die Ligamentalfurchen sind weit schwächer entwickelt. Weiter hat auch *P. urkutica v. Hantken*[2]) aus dem Mitteleocän des südlichen Bakony vielleicht in der Gestalt der Schloßplatte eine gewisse Ähnlichkeit, doch sind hier alle anderen Verhältnisse so heterogen, daß ein näherer Vergleich sich erübrigt. Von den durch mich selbst aus dem venezianischen Alttertiär bekannt gewordenen Formen ist *P. postalensis Oppenh.*[3]) in ihrer Gestalt durchaus abweichend. Die seltene *P. centralis Bayan*[4]) aus den Tuffen von Roncà hat Ähnlichkeit mit ihr in der Gestalt wie in der auch hier sehr stark entwickelten Byssusspalte, doch ist hier der Wirbel weit zentraler und die Schloßplatte ganz verschieden. Auch eine andere kleine *Perna*, welche ich aus den Tuffen von San Giovanni Ilarione in meiner Sammlung besitze, und welche noch unbeschrieben zu sein scheint, ist mit der bosnischen Form, mit der sie in der Entwicklung von Schloßplatte und Byssus gewisse Berührungen hat, nicht spezifisch zu vereinigen. Die Formen des nördlicheren Eocäns sind sämtlich verschieden, diejenigen des Pariser Beckens selbst haben einen ganz anderen Habitus. Im Cotentin tritt in der riesigen *P. Defrancei*[5]) *de Gerville* eine verwandte, aber

---

[1]) Z. d. D. g. G. 1900, pag. 242, Taf. X, Fig. 4—4 *b*.

[2]) „Neue Daten zur geologischen und paläontologischen Kenntnis des südlichen Bakony", pag. 27 des Sep. Taf. XVI, Fig. 3 *a—b*. (Mitteil. aus d. Jahrb. der k. geol. Anstalt. III. Budapest 1875.)

[3]) Palaeontographica XLIII, Taf. XVI, Fig. 5, pag. 147.

[4]) Études faites dans la collection de l'École des Mines sur des fossiles nouveaux ou mal connus. II 1873, pag. 131, Taf. XIII, Fig. 2.

[5]) Es ist seltsam, daß diese so charakteristische und seit so langer Zeit bekannte Form in der Monographie der eocänen Mollusken dieses Gebietes durch Cossmann und Pissarro nicht einmal Erwähnung gefunden hat, trotzdem sowohl ich selbst (Z. d. D. g.G. 1900, pag. 24), wie vor mir Bayan (B. S. G. F. [II] XXVIII, pag. 462) und nach mir Dainelli („La fauna eocenica di Bribir in Dalmazia", Palaeontographia italica X, Pisa 1904, pag. 213) sich mit dieser sehr bemerkenswerten Art des Cotentin bei wiederholten Gelegenheiten eingehend beschäftigt haben, und sie sogar schon von Deshayes (An. s. vert. II, pag. 56) zitiert wird.

spezifisch verschiedene Type auf, welche sich schon durch das Vorhandensein von nur drei Ligamentalgruppen neben anderem leicht unterscheiden läßt.

3. *Corbis lamellosa Lk.*

1824. *Corbis lamellosa Lk.* Deshayes: Env. I, pag. 88, Taf. XIV, Fig. 1—3.
1866. *Corbis lamellosa Lk.* Deshayes: An. s. vert. I, pag. 606.
1887. *Corbis lamellosa Lk.* Cossmann: Cat. II, pag. 19.
1903. *Corbis lamellosa Lk.* Oppenheim in Palaeontographica XXX, Abt. III, Stuttgart 1903, pag. 152.

Fundort: Arapoviči.

Die Vorderseite einer mittelgroßen *Corbis*, der Rest scheint im Gesteine verborgen. Nach Gestalt und Skulptur dürfte kaum etwas anderes vorliegen als diese im nördlichen wie südlichen Eocän gleichmäßig verbreitete Art. Im Pariser Becken von den untereocänen Sanden von Cuise durch den Grobkalk bis in das Obereocän; sehr verbreitet in mediterranen Bildungen mittel- und obereocänen Alters, so in Venetien vielleicht schon im Horizont des Mte. Postale, sicher aber in den Schichten um S. Giovanni Ilarione wie von Roncà. Ihr Auftreten in den oligocänen Bildungen um Reichenhall, aus denen sie Frauscher[1]) und Deninger[2]) angeben, ist zweifelhaft. In Ägypten findet sie sich in der mitteleocänen Mokattamstufe.

4. *Corbis major Bay.*

1873. *Corbis major Bayan.* Études II, pag. 125, Taf. XIII, Fig. 7; Taf. XIV, Fig. 1—2.
1896. *Corbis major Bay.* Oppenheim in Palaeontographica pag. 158. (cum Syn.)
1901. *Corbis major Bay.* Oppenheim in Beiträge zur Paläontologie Österr.-Ungarns XIII, pag. 244.
1903. *Corbis major Bay.* Oppenheim in Palaeontographica XXX, Abt. III, Stuttgart 1903, pag. 151.

Fundort: Nikolichäuser.

Auch nur ein kleines, defektes Exemplar. Die größere Wölbung und das nähere Aneinanderrücken der Anwachsringe veranlaßt mich, an die mit *C. lamellosa Lk.* meist vergesellschaftete größere Art zu denken. Diese Art, welche den mitteleocänen *C. subpectunculus d'Orb.* und *C. pectunculus Defr.* = *C. magna Anton*[3]) des Pariser Beckens und

---

[1]) „Das Untereocän der Nordalpen und seine Fauna", Wien 1886, pag. 136 [172].

[2]) „Beitrag zur Kenntnis der Molluskenfauna der Tertiärbildungen von Reit im Winkel und Reichenhall, München 1902, pag. 11.

[3]) Es ist noch sehr fraglich, ob beide spezifisch zusammenfallen. Bayan (Études etc. II, 1873, pag. 127) betrachtet sie als wohlgetrennte Formen, während Cossmann und Pissarro (Faune éocénique du Cotentin II, Le Havre 1904, Bull. d. l. Soc. géol. d. Normandie XXIII, pag. 39) die Type von Hauteville und Fresville ohne jede Diskussion als *C. subpectunculus d'Orb.* aufführen, also für die Art des Pariser Grobkalkes ansehen. Da dies im direkten Widerspruche zu den Ansichten Deshayes steht und sich die Bezeichnung *subpectunculus* überhaupt nur unter der Voraussetzung rechtfertigt, daß es sich um eine von *C. pectunculus Defr.* verschiedene Art handelt, so wäre diese Frage zweifellos von den Autoren nachzuprüfen gewesen. Für mich gehört sie daher vorläufig zu den noch offenen und weiter zu erörternden. Vergl. für Deshayes An. s. vert. I, pag. 607: „La coquille

des Cotentin sehr nahesteht, findet sich in Venetien sowohl in den Kalken des Mte. Postale als in denen von Roncà. Im Mitteleocän der Herzegowina habe ich sie von Trebistovo nachgewiesen. In Ägypten charakterisiert sie die Mokattamstufe.

5. *Crassatella kalitensis Opph.*

Taf. XI (I), Fig. 4—4*a*.

1901. *Crassatella kalitensis Opph.* Oppenheim in Beiträge zur Paläontologie Österr.-Ungarns XIII, pag. 238, Taf. XV, Fig. 9.

Fundort: Nicoliĉhäuser, 2 Exemplare.

Es liegen zwei Doppelklappen, die ziemlich bedeutende Dimensionen erreichen. Ich sehe bis auf eine etwas stärkere Krümmung des Palliarrandes keine wesentlichen Unterschiede mit der von mir von Kalite Brdo in Bosnien beschriebenen Art. Sie steht der *C. sinuosa Desh.*[1]) des Pariser Grobkalkes entschieden sehr nahe, unterscheidet sich aber schon durch ihre in der Jugend distanteren Skulpturringe.

6. *Crassatella plumbea Chemn.*

1824. *C. tumida Lk.* Deshayes: Env. I, pag. 33, Taf. III, Fig. 10—11.
1901. *C. plumbea Chemn.* Oppenheim in Beiträgen zur Paläontologie Österr.-Ungarns XIII, pag. 237 (cum Syn.).

Fundort: Nikoliĉhäuser.

Ein typisches, auch die Schloßansicht zeigendes Jugendstadium dieser wohlbekannten, weitverbreiteten Eocänart, welche ich bereits früher von Lopare in der Majevica (Bosnien) und von Trebistovo in der Herzegowina angegeben habe.

7. *Cardita Reginae n. sp.*[2]).

Taf. XII (II), Fig. 3—4.

Fundort: Debelac-Berg, Westflanke an der Janja. Zahlreiche mehr oder weniger vollständige Fragmente. Südöstlich oberhalb der Nikoliĉhäuser. (Eine vollständige Doppelklappe.) Arapoviĉi, 3 Exemplare.

Schale groß, stark gewölbt, rhombisch, gleichklappig, aber sehr ungleichseitig, da der stark nach abwärts und leicht nach der Seite gedrehte Wirbel dem Vorderende sehr genähert liegt. Vorderteil leicht verschmälert, Lunularabschnitt etwas eingebuchtet, Pallium mäßig geschwungen, beide Seitenteile annähernd geradlinig. Die Lunula ist klein und liegt versteckt unterhalb des Wirbels, ihr Außenrand springt auf der rechten Klappe stark zahnartig hervor. Area von außen nicht sichtbar, etwa 25 Rippen, welche breiter sind als ihre

du bassin de Paris à laquelle nous avons appliqué le nom de *C. pectunculus*, est, en effet, distincte de celle de Valognes, à laquelle le nom spécifique doit rester." Vergl. auch d'Orbigny, Prodrôme II, pag. 387, No. 979.

[1]) Cossmann, Catalogue illustré des coquilles fossiles de l'Eocène des environs de Paris II, pag. 85 (aus Annales de la Soc. Royale malacologique de Belgique, Bruxelles 1886 ff., von mir im folgenden stets als Cat. I—V abgekürzt).

[2]) Dem Angedenken meiner in diesem Jahre verstorbenen Mutter gewidmet.

Zwischenräume. Die vorderen sind sehr deutlich dreiteilig, gegen die Mitte hin schwächt sich diese Teilung ab, um schließlich ganz zu verschwinden. Auch nach dem Palliarrande hin tritt die Teilung zurück. Die Rippen tragen schon in der Jugend schwache Dornen, welche dort gedrängter stehen und kurze, perlschnurartig aneinandergereihte Glieder bilden. Diese Dornen betonen sich im Alter so, daß sich parallel den Anwachsringen in Zwischenräumen von 5—10 *mm* starke, widerhakenförmige Zacken auf ihnen entwickeln. Zwischen diesen Zackenringen scheint die breite Rippe, abgesehen von den gedrängten, ziemlich stark und erhabenen, leicht geschwungenen Anwachsringen, glatt zu sein. Schloß der linken Klappe mit einem starken, spitzen Lunularzahn, das der rechten mit einem mehr dreieckigen, nach dem Wirbel zu aufgewulsteten und hervorspringenden, nach dem Innern der Schale hin abgeplatteten Zahne. Die Nymphe ist in beiden Fällen wenig erhaben und stark an die Schale selbst gepreßt. Auf der linken Klappe verläuft ihr parallel ein langgestreckter Seitenzahn. Die Type erreicht eine Höhe von 43 *mm* zu etwa 45 *mm* Breite und 30 *mm* Dicke der Doppelklappe.

Diese Form gehört in die Gruppe der *C. acuticostata Lk.* und trägt zumal in der Dreiteiligkeit deren charakteristische Züge an sich; niemals habe ich aber, weder an der in den Schichten von S. Giovanni Ilarione in Venetien in gleicher Gestalt, wenn auch bedeutenderer Größe, vertretenen Pariser Art, noch an der dieser nahestehenden *C. Viquesneli d'Arch.*[1]) des ägyptischen und der *C. Loryi Coq.* des algerischen Eocäns derartig scharfe Zacken auf den Rippen bemerkt. Nachdem ich daher die bosnische Art lange mit *C. Viquesneli d'Arch.* vereinigt hatte, habe ich mich in letzter Stunde doch angesichts dieses sehr auffälligen und konstanten Merkmals, zu dem sich übrigens auch Differenzen im Schloßbau, in der bedeutenderen Entwicklung zumal von Lunula und Lunularzahn gesellen, entschlossen, sie unter Anerkennung ihrer nahen Verwandtschaft zu diesen mitteleocänen Typen doch spezifisch abzutrennen.

8. *Lucina saxorum Lk.*

1901. *Lucina saxorum Lk.* Oppenheim in Beiträgen zur Paläontologie XVIII (VIII) Österr.-Ungarns und des Orients XIII, pag. 241 (97), Taf. XVIII (VIII), Fig. 1—3.

Fundort: Arapoviči, 2 beschalte Exemplare, Nikoličhäuser, desgleichen.

Ich sehe keine Unterschiede mit der von mir seinerzeit eingehend beschriebenen Type. Allerdings bleiben die mir jetzt vorliegenden Exemplare etwas kleiner als die seinerzeit abgebildeten Formen und erreichen im allgemeinen nur Durchmesser von 30—35 *mm*. Die Gestalt schwankt hier wie dort innerhalb gewisser Grenzen und nach sorgfältigen Vergleichungen sind durchgreifende Unterschiede nicht aufzufinden. Herr Cossmann scheint in seinem meine Arbeit

---

[1]) Oppenheim, „Zur Kenntnis ägyptischer Eocänfaunen", Palaeontographica, Band XXX, Abt. III, pag. 98.

über bosnische Eocänfaunen betreffendem Referate[1]) daran zu zweifeln, daß diese großen Stücke „auf *L. saxorum* zurückzuführen seien und eine Kenntnis des Schlosses und der inneren Eindrücke für notwendig zu halten“. In dem letzteren Punkte kann ich ihn auch heute noch nicht befriedigen; was die Größe anlangt, so hat sie noch niemals ein Unterscheidungsmerkmal gebildet, und wir können außerdem beweisen, daß, wie die meisten Bivalven, so auch *L. saxorum* außerhalb der Pariser Bucht weit bedeutendere Dimensionen erlangte. Man vergleiche nur die Exemplare von Bois-Gouët in der Bretagne, welche Cossmann anstandslos zu der Pariser Art zieht, und die zu *L. ambigua Defr.* gerechneten Stücke des Eocäns in der Normandie; denn die Unterschiede zwischen *L. saxorum* und *L. ambigua Defr.* sind äußerst delikater Natur, und das gleiche gilt auch für die *L. proxima Desh.* der untereocänen Sande von Cuise. Von diesen nur auf Grund äußerst feiner Merkmale voneinander zu trennenden Arten steht jedenfalls *L. saxorum*, wie seit Brongniart die große Mehrzahl derjenigen Autoren erkannt haben, die sich mit dem mediterranen Eocän intensiver zu beschäftigen Gelegenheit hatten, den Formen dieses südlichen Bezirkes so nahe, daß man sie wohl so lange wird vereinigt lassen, bis durchgreifende Unterschiede im inneren Bau ermittelt sein werden.

9. *Lucina (Miltha) sp. aff. L. contorta Defr.*

Fundort: Nikolićhäuser, 1 Exemplar.

Die relativ große und hohe Form, welche 50 zu 60 *mm* in Höhe und Breite mißt, hat ungefähr die Gestalt der *L. Cuvieri Bay.* und der *L. contorta Defr.*[2]). Sie scheint aber nicht die erhabenen Lamellen der ersteren zu besitzen, sondern dafür zarte Längsstreifung, was beides mehr zu *L. Cuvieri* passen würde, dagegen läßt der Abdruck der Schale, welche leider in der Lunulargegend vom Wirbel an fehlt, deutlich mächtige Warzen erkennen, die wieder ihrerseits bei *L. Cuvieri* nicht entwickelt sind. Auch *L. mutabilis Lk.*, an welche eventuell noch gedacht werden könnte, besitzt derartige große Warzen nicht. Möglicherweise ist die Art neu, doch möchte ich angesichts ihrer dürftigen Erhaltung und des Fehlens des wichtigen Lunularabschnittes (der übrige Teil der Schale wäre vielleicht noch weiter vom Gesteine zu befreien) darauf verzichten, sie artlich abzutrennen.

10. *Lucina (Divaricella) cf. discors Desh.*

1866. *Lucina discors Deshayes* in An. s. vert. I, pag, 630, Taf. XLVII, Fig. 25—27.
1887. *Lucina (Cyclas) discors Deshayes.* Cossmann in Cat. II, pag. 46.

Fundort: Zwischen Dubravića und Hrasno (Herzegowina), legi Sept. 1903.

---

[1]) Revue critique de Paléozoologie V, 1901, pag. 203.

[2]) Vergl. Cossmann, Catalogue illustré des coquilles fossiles de l'Éocène des environs de Paris. Annales de la Soc. Royale malacologique de Belgique I—V, Bruxelles 1886 ff. (hier stets als Cat. I—V zitiert), II, pag. 31—2.

Diese kleine Form steht durch die Ausbildung einer Analkante und durch die allmähliche, nichtwinklige Umbiegung der ziemlich distanten Skulpturringe der Form der unteren Sande am nächsten, eine sichere Entscheidung über ihre artliche Stellung ist indessen angesichts ihres Erhaltungszustandes nicht zu fällen.

Höhe 11, Breite $12^1/_2$ *mm.*

Der Name *Divaricella v. Mart.* scheint mir mit P. Fischer[1]) der Bezeichnung *Cyclas Klein* trotz der für diese vorliegende Priorität vorzuziehen, um Verwechslungen mit der bekannten Gattung der Cyreniden zu vermeiden.

11. *Corbula cf. Lyonsi Oppenh.*

(Vergl. Alttertiäre Faunen in Ägypten. II, Palaeontographica XXX, 3, 1906, pag. 196, Taf. XVIII, Fig. 1—1*b*.)

Fundort: Zwischen Dubraviča und Hrasno in der Herzegowina.

Auf den Gesteinsplatten, welche ich bei Dubraviča sammelte, finden sich zahlreiche, stets aber fragmentarisch erhaltene Reste einer kleinen *Corbula* aus der Verwandtschaft der *C. rugosa Lam.*, welche in allen erkennbaren Zügen ganz außerordentlich der von mir aus der oberen Mokattamstufe des Fayûm beschriebenen Art ähneln. So in den stark erhabenen Ringskulpturen der Unterklappe, in der relativ bedeutenden Höhe und geringen Breite derselben, in dem Vorhandensein eines glatten, von zwei Kielen begrenzten Analfeldes bei ihr, wie in der Gestalt der skulpturlosen, ihr auffallend ungleichen Deckelklappe. Ich glaube kaum, daß die Art der Balkanhalbinsel von derjenigen des Niltales getrennt zu werden vermag, auch haben sich schon früher[2]) in dem Auftreten sehr charakteristischer, bisher auf beide Verbreitungsbezirke beschränkter Korallen, wie der *Goniaraea octopartita Oppenh.*, gewisse Berührungspunkte zwischen beiden Bereichen gezeigt. Wir werden im folgenden sehen, daß ich auch eine *Mesalia* von dem gleichen Fundpunkte auf eine ägyptische Form, die *M. pedinogyra*, zurückzuführen gezwungen bin.

12. *Natica* (*Ampullina*) *Vulcani Al. Brongt.*

1901. *Natica Vulcani Al. Brongt.* Oppenheim in Beiträge zur Paläontologie Österr.-Ungarns XIII, pag. 255, Taf. XIX, Fig. 8.

Fundort: Nikolićhäuser und Arapoviči, mehrere Exemplare.

Eine Anzahl von mittelgroßen Individuen, welche ich nach genauen Vergleichen von der bekannten Eocänart nicht trennen kann. Das Ampullinenband ist sehr deutlich, der Nabel schwach oder gar nicht entwickelt.

---

[1]) Manuel de Conchyliologie, pag. 1143.

[2]) Vergl. meine alttertiären Faunen der österreichisch-ungarischen Monarchie, „Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns“, XIII, 1901, pag. 201—202, Taf. XVI, Fig. 11, Taf. XVII, Fig. 4—6 *a*.

13. *Natica (Megatylotus) praetoriana n. sp.*

Taf. XIV (IV), Fig. 3—3 *b*.

Fundort: Nikolićhäuser, 1—2 Exemplare.

Schale groß, vorn bauchig erweitert, hinten ziemlich stumpf, schwach genabelt. Aus acht stark umfassenden, sehr breiten Umgängen zusammengesetzt, deren letzter etwa dreimal so hoch ist als die Spira und zu der engen Mündung sehr ausgesprochen herabsinkt. Nähte wenig eingeschnitten, vor ihnen, zumal auf der vorletzten Windung, eine deutliche Plattform. Skulptur aus erhabenen Anwachsstreifen gebildet, vielleicht sind, wenn das zweite, an der Mündung nicht von mir freizulegende Exemplar hierher gehört, auch obsolete Spiralen vorhanden. In der Nabelgegend fehlt jede Spur eines Ampullinenbandes, dagegen zieht sich ein mächtiger Callus, von der hinteren Mundecke langsam und stetig abnehmend bis zur vorderen hin, wo er, immerhin noch schwach ausgesprochen, langsam verläuft.

Höhe 50, Breite 38, Höhe der Mündung 32, Breite derselben 18 *mm*.

Die Mündungscharaktere dieser wohlerhaltenen Art lassen diese mit keiner anderen verwechseln.

14. *Natica (Megatylotus?) hospitalis n. sp.*

Taf. XIV (IV), Fig. 4—4 *a*.

Fundort: Nikolićhäuser, 1 Fxemplar.

Diese Form ist der vorigen im allgemeinen recht ähnlich, doch sinkt bei ihr die letzte Windung nicht so stark herab, dazu verbreitert sich der Mündungscallus nach außen, bedeckt den Nabel vollständig und ragt über ihn noch mit einer schmalen Zunge hinweg, während er am Vorderrande der Columella wie abgeschnitten ist. Nun wäre es ja nicht ausgeschlossen, daß die vorige Art nach dieser Richtung hin variiert, indessen wiederum sehr auffallend, wenn ein um so viel kleineres Stück wie das vorliegende in der Entwicklung der Schwiele so vorangeschritten wäre. Da anderseits die Verhältnisse der Nabelgegend bei den Naticiden von so hervorragender Bedeutung sind, wage ich nicht, auf Grund meines spärlichen Materials zu Identifikationen zu schreiten, welche sich durch das Auffinden von Übergängen möglicherweise später als notwendig herausstellen könnten. Vor der Hand scheint es mir geratener, beide Formen spezifisch zu unterscheiden.

15. *Natica (Naticina) comitalis n. sp.*

Taf. XIV (IV), Fig. 1—2.

Fundort: Nikolićhäuser.

Schale mittelgroß, mehr oder weniger zugespitzt, im Habitus etwa der *N. (Ampullina) rustica Desh.* oder *grossa Desh.*[1]) des Pariser

[1]) Vergl. Cossmann: Cat. III, pag. 177.

Beckens gleichend. Acht stark umfassende, hinten abgeplattete Windungen, an denen die vier letzten an Breite zunehmen und die vorderste über doppelt so hoch ist als die Spira. Nähte oberflächlich, letzte vor der Mündung abfallend. Diese liegt sehr schräg zur Axe und ist sehr eng und hoch, vorn und hinten zugespitzt; die beiden Endigungen sind durch einen mäßig verstärkten Innenrand miteinander verbunden. Der relativ schwache Innencallus ist nach vorn fast ganz reduziert; auf seiner anderen Seite erstreckt sich ein weiter, tiefer Nabel, welcher weder Pflock noch Band enthält, also wie bei *Naticina*, mit Ausnahme einiger Anwachsringe, gänzlich einfach ist. Die Oberfläche trägt neben stark erhabenen gedrängten Längsstreifen einige obsolete Spiralen.

Höhe 43, Breite 30, Höhe der Mündung 26, Breite derselben 10 *mm.*

Im Pariser Becken sind zwar sehr ähnliche Ampullinen, wie oben erwähnt, bekannt, aber keine einigermaßen vergleichbare *Naticina.* Dagegen besitzt das Eocän des südöstlichen Frankreichs in der *N. Elsae Donc.*[1]) der Corbières eine recht ähnliche, aber durch die weniger geneigte Lage der Mündung, die vorn stärker verbreiterte Columella etc. wohl unterscheidbare Art.

16. *Turritella medioconcava n. sp.*

Taf. XII (II), Fig. 2.

Fundort: Arapoviči und Nikolićhäuser.

Schale mittelgroß, schmal, drehrund, nach vorn sehr wenig an Breite zunehmend, aus zahlreichen, langsam anwachsenden, durch sehr tiefe Nähte getrennten Umgängen zusammengesetzt. Diese sind flach, in der Mitte durchgängig konkav. Ihre Ränder sind aufgewulstet und der vordere regelmäßig, der hintere häufig als Kiel ausgebildet. Zierlich geschwungene, vorn noch einmal zurückgebogene, gedrängte, erhabene Anwachsstreifen durchkreuzen die Oberfläche, dagegen fehlt jede Spur einer Spiralskulptur. Die Basis ist schlecht erhalten, scheint aber sehr wenig gewölbt und von einem Kiele umgeben zu sein. Die Nähte steigen mäßig an.

Höhe der Bruchstücke bis 35, Breite bis 10 *mm.*

Man könnte bei dieser Type an Formen wie die echte *T. imbricataria Lk.* und *T. Solanderi M.-E.* des Pariser und *T. edita Sol.* des englischen Eocän denken[2]). Bei näherem Zusehen sind alle diese Arten wohl unterschieden durch den Besitz von Spiralskulptur und mehr oder weniger konvexe Umgänge. Die *T. Catanii Vin.*[3]) von S. Giovanni Ilarione sieht in der Abbildung äußerst ähnlich, doch ist diese letztere, wie die zahlreichen Stücke dieser Art, welche ich in meiner eigenen Sammlung besitze oder im K. Mus. f. Naturk. hierselbst gesehen

[1]) Louis Doncieux, Monographie géologique et paléontologique des Corbières orientales. Annales de l'Université de Lyon. Nouv. Série. Fasc. 11. Lyon 1903, pag. 352, T. VII, Fig. 1 *a—b.*

[2]) Vergl. über diese Cossmann, Cat. III, pag. 300 ff.

[3]) Palaeontographia Italica I, Pisa 1895, pag. 255, T. XVIII, Fig. 2.

habe, gänzlich unzutreffend; dies geht übrigens schon aus der durchaus korrekten Beschreibung, welche Vinassa a. a. O. gibt, zur Genüge hervor. Diese Form besitzt nämlich nicht die vertieften Nähte, welche die Figur erkennen läßt, und ihre zwei Kiele liegen nicht unmittelbar an diese angrenzend wie bei unserer Form. Auch die mit *T. Catanii Vin.* verwandte *T. fraudatrix Opph.*[1]) aus dem ägyptischen Eocän ist wohl verschieden. Die kleine *T. uniangularis Desh.*, mit welcher Cossmann, getäuscht durch die unzureichende Figur, gelegentlich *T. Catanii Vin.* verglichen hat, läßt in Beziehung zu der bosnischen Art den hinteren Kiel vermissen und scheint auch in der Gestalt vorn stärker verbreitert.

17. *Mesalia fasciata Lk.*

1833. *Turritella fasciata Lk.* Deshayes in Env. II, pag. 284, Taf. XXXVIII, Fig. 17—18, Taf. XXXIX, Fig. 1—20.
1888. *Mesalia fasciata Lk.* Cossmann in Cat. III, pag. 307.
1898. *Mesalia fasciata Lk.* Cossmann in Estudio de algunos moluscos eocenos del Pirineo Catalan. Boletín de la Comisión del Mapa geologico de España, pag. 16 des Sep. Taf. VIII, Fig. 10—11.
1901. *Mesalia fasciata Lk.* Cossmann in Additions à la faune nummulitique d'Égypte (Institut Égyptien), pag. 13, Taf. II, Fig. 18.
1906. *Mesalia fasciata Lk.* Oppenheim in Eocänfaunen von Ägypten II, pag. 252, Taf. XXIII, Fig. 23.

Fundort, Arapoviči, Anići-Konak.

Die mir vorgelegten sieben Exemplare entsprechen weniger den Pariser Vorkommnissen als denjenigen, welche unter dem gleichen Namen aus Catalonien und Ägypten bekannt sind. Sie sind ziemlich schlank und besitzen zwei mehr oder weniger nach vorn gerückte Kiele, an welche sich an einigen Stücken vorn noch zwei weitere Sekundärriefen anschließen, während ein weiteres Exemplar auch hinten zwei schwache Streifen zeigt. An einzelnen Stellen der Oberfläche zeigt sich diese selbst fein spiralgestreift und die Kiele durch gedrängte Anwachsringe fein geperlt. Beides ist auch bei der Pariser Art gelegentlich zu beobachten, bei welcher indessen die zweikielige Varietät, aus welcher Cossmann in seiner Publikation über ägyptische Eocänmollusken den Typus der Form gebildet hat, bei weitem die seltenste zu sein scheint. Immerhin hat eine Autorität wie Cossmann die vollkommen entsprechenden ägyptischen und spanischen Vorkommnisse nicht von den nordischen getrennt, und ich verfüge selbst, trotzdem mir die Pariser Art von Gilles (Eure-et-Loire) in größerer Menge vorliegt, doch nicht über genügend Materialien, um meine nicht ganz zurückgedrängten Zweifel wissenschaftlich begründen zu können.

18. *Mesalia pedinogyra Opph.*

1906. *Mesalia pedinogyra Opph.* Oppenheim, Zur Kenntnis ägyptischer Eocänfaunen, pag. 253, Taf. XXII, Fig. 32.

Fundort: Tiefe Eocänschichten zwischen Dubrawiča und Hrasno (Herzegowina, legi Sept. 1903).

[1]) Zur Kenntnis ägyptischer Eocänfaunen. Palaeontogr. XXX/3, 1906, pag. 246, Taf. XXII, Fig. 22, 23 und 39.

Ich sammelte selbst bei den unter der glänzenden Führung des Herrn Dr. Katzer so erfolg- und genußreich verlaufenen Exkursionen an der oben erwähnten Stelle ein Exemplar einer *Mesalia* aus der Verwandtschaft der *M. sulcata Lk.* und *chaussyensis Cossm.*[1]), welches ich auf die von mir aus dem Mittel-Obereocän Ägyptens (Ob. Mokkatam-Stufe II 2) beschriebene Type beziehen möchte. Die Form ist leicht zusammengedrückt, sonst aber sehr wohl erhalten. Sie zeigt zehn sehr langsam anwachsende, durch schwach vertiefte Nähte getrennte, äußerst schwach (selbst wenn man die Verdrückung mit in Betracht zieht) gewölbte Umgänge, welche, abgesehen von den drei an unserem Stücke skulpturlosen vorderen Windungen, je fünf ziemlich starke Spiralen tragen. Von diesen sind die drei hinteren etwas mehr, wenn auch sehr unbedeutend, aneinander gerückt.

Im übrigen verweise ich auf meine Ausführungen a. a. O.

19. *Melanatria bosniaca n. sp.*

Taf. XV (V), Fig. 2—2*a*.

Fundort: Nikolićhäuser.

Es steht diese riesige Form in einem ähnlichen Verhältnis zu *M. vulcanica v. Schloth.*[2]) wie das weiter unten zu beschreibende *C. Rudloffi mihi* zu *C. multisulcatum Brongt.* Auch hier ist die ganze Gestalt gedrungener und breiter, viel untersetzter; ebenso ist die Spiralskulptur reicher entwickelt und dabei zarter; ein medianer Reif bildet eine Art von gewundenem, schmalem Bande zwischen den acht Längspfeilern. Diese sind stärker geschwungen und zumal einer, auf dem letzten Umgange direkt hinter der Mündung gelegen, springt als starker Zacken heraus. Die Nähte sind durch zwei Spiralen wie mit einem durch das Hereinragen der Längsrippen guirlandenartig geschwungenem Bande bedeckt. Die Mündung ist nicht ganz erhalten; möglich, wenn auch für mich nicht wahrscheinlich, wäre daher die Zugehörigkeit zu *Cerithium.* Die Basis ist mäßig konvex und mit einigen breiten, flachen Spiralbändern bedeckt, zwischen denen feinere Streifen stehen.

Höhe des Fragmentes 76 *mm*, Breite 45 *mm*.

Auch die *M. Cuvieri Lk.*[3]) des Pariser Untereocän, welche ich in natura vergleichen kann und die in den Tuffen von Roncà in äußerst nahestehender, wenn nicht identischer Form vertreten ist, unterscheidet sich in Gestalt und Skulptur.

Wahrscheinlich gehört zu dieser Form die hier bei x im Zusammenhange mit dem größeren Stücke abgebildete Spitze, welche zuerst neun Längsrippen besitzt, aber auf ihrem letzten Umgange deren nur sieben bis acht entwickelt und in ihrer Skulptur wie in der Gestalt der Basis große Ähnlichkeit mit der *M. bosniaca* besitzt.

---

[1]) Vergl. Cossmann, Cat. III, pag. 306—308.

[2]) Vergl. meine Monographie der Mt. Pullifauna in d. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1894, pag. 374.

[3]) Cossmann, III, pag. 284.

Von *M. undosa Brongn.*[1]), an welche ich auch gedacht hatte, entfernt sie vor allen Dingen die größere Breite ihrer Längsrippen und die Fortsetzung derselben bis zur hinteren Naht, wie sie sich auch auf dem letzten Umgange bemerkbar macht.

20. *Cerithium* (*Pyrazus*) *arapovičense n. sp.*

Taf. XI (I), Fig. 5—5*b*; Taf. XIV (IV), Fig. 5—6.

Fundort: Arapoviči. Zahlreiche Stücke.

Diese Form steht ganz zweifellos dem *C. pentagonatum v. Schloth.*[2]) sehr nahe. Ich hatte mich lange dafür entschieden, sie nicht spezifisch abzutrennen, doch habe ich mich schließlich von der Konstanz der Unterschiede überzeugen müssen. Die Type hat nämlich nicht nur sieben bis acht Pfeiler, während *C. pentagonatum* deren meist nur fünf, selten sechs, und in ganz vereinzelten Fällen auch sieben besitzt, während mir von der bosnischen Type auch ein Exemplar von nur sechs Pfeilern vorliegt. Dieser Unterschied in der Zahl der Pyramidenseiten würde mich allein also nicht veranlassen, hier spezifische Trennungen eintreten zu lassen, wenn ich nicht zudem beobachtete, daß der Windungswinkel der bosnischen Form ein kleinerer ist, dieser also nach vorn weniger verbreitert, daß bei ihr die Nähte weniger tief eingeschnitten und die ganz flachen Umgänge hier nicht nach innen gebogen sind, wie daß die Spiralskulptur ganz durchgehend eine viel zartere ist und vor allem nicht die starken drei bis vier Hauptspiralen zeigt, welche bei *C. pentagonatum* die Längspfeiler knoten. Ebenso hat die Basis durchgehend eine viel zartere Spiralskulptur, welche aus gedrängten, in der Stärke abwechselnden Spiralen sich zusammensetzt und niemals die zwei starken Kiele entwickelt, welche wenigstens die Form von Roncà kennzeichnen. Die Form von Bois-Gouët, welche Cossmann, wie ich früher selbst, mit *C. pentagonatum* vereinigt hat, ist in Einzelheiten ihrer Skulptur doch recht verschieden. Es hängt hier bei allen diesen Formen sehr davon ab, wie weit oder wie eng man den Speziesbegriff fassen will. Wie ich die Sache heute nach nochmaligem sorgfältigem Vergleiche ansehe, würden mit der Form von Roncà sich restlos die Vorkommnisse von Casteou d'Infer bei Escragnolles, wie diejenigen aus den Basses-Alpes, welche Tournouër als *C. hexagonum* bestimmt hat, wie die von mir letzthin aus Mazedonien angegebenen vereinigen lassen, während sowohl die bosnische Type, wie diejenige des nördlichen

[1]) Vergl. meine Ausführungen in den Beitr. zur Paläont. Österreich-Ungarns XIII, 1901, pag. 154, Taf. I, Fig. 1.

[2]) Vergl. über dieses meinen Aufsatz über die Fauna des Monte Pulli in der Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1894, pag. 389, Taf. XXVI, Fig. 8—10 (letzterer Hinweis auf die Figur wurde leider im Text weggelassen), wie ferner Tournouër in B. S. G. F. (II) XXIX, pag. 523, Taf. V, Fig. 6, Paris 1872, wie meine Arbeiten über die Colli Berici in der Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1896, pag. 110, und meine Monographie der Priabonaschichten, Palaeontographica XLVII, 1901, pag. 205, wie endlich Cossmann in seiner Monographie der Eocänfauna der unteren Loire aus Bull. de la Soc. d'hist. nat. de l'ouest de la France. Erwähnt habe ich die Type außerdem in der Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1906, pag. 155, aus den Priabonaschichten von Prečista in Mazedonien.

Frankreichs abseits stünde. Die Form dagegen, welche Doncieux[1]) als *Potamides polygonus Leym.* abtrennt und von der er *P. Maraschini Brongt.*, die sonst als *C. pentagonatum v. Schloth.* bekannte Art, unterscheidet, dürfte wohl mit der typischen Form von Roncà auf Grund ihrer Skulptur zu vereinigen sein. Ich weiß wohl, daß meine jetzigen Ausführungen in verschiedenen Einzelheiten mit den früheren nicht im Einklange stehen. Es handelt sich eben um äußerst nahestehende und schwer zu unterscheidende Formen, bei deren Gliederung es davon abhängt, wie weit man die trennenden oder die gemeinsamen Merkmale stellt. Meine jetzige Stellungnahme in dieser Frage ist jedenfalls durch neue und eingehende Untersuchungen und Vergleiche bedingt.

21. *Cerithium (Batillaria) satrapes n. sp.*

Taf. XV (V), Fig. 3—4.

Fundort: Arapoviči und Nikolićhäuser. Mehrere Stücke.

Schale groß, lang und ziemlich schmal, seitlich etwas zusammengedrückt; aus 7 . . . . . . sehr flachen, durch schwach eingeschnittene Nähte getrennten Umgängen gebildet, die nur wenig an Höhe zunehmen und deren letzter daher nur etwa ein Viertel der Gesamthöhe erreichen dürfte.

Skulptur aus zahlreichen, leicht geschwungenen Spiralen von regelmäßig abwechselnder Stärke gebildet, zwischen welche sich parallel zu ihnen noch feinere Streifen einschieben. Dazu je acht bis neun leicht geschwungene Längsrippen, welche von Naht zu Naht reichen und schmäler sind als die Zwischenräume. Im allgemeinen schwach, schwellen sie in ihrer Mitte häufig, aber nicht regelmäßig, knotenartig an, und dies akzentuiert sich auf den letzten Windungen, wo die Knoten fast zu Zacken werden und meist von einer stärkeren Spirale durchkreuzt sind. In der Höhenrichtung stehen diese Rippen schräg, nie senkrecht untereinander und bilden somit auch keine fortlaufenden Pfeiler. Die Basis ist sehr gewölbt und zeigt die Spiralskulptur der übrigen Umgänge. Der Siphonalstiel ist kurz, aber deutlich abgesetzt, der Kanal seicht, leicht nach der Seite gedreht; ein breiter, aber nicht allzu dicker Callus liegt auf der Columella. Die Anwachsstreifen sind lebhaft geschwungen und anscheinend an den Zacken etwas ausgebuchtet.

Höhe der nie ganz vollständigen Stücke 38 *mm*, Breite 14 *mm*.

Ich kenne keine Pariser Art, mit welcher diese Type, welche ich für eine *Batillaria* (= *Lampania*) halte, zu identifizieren wäre. Unter den zahlreichen, von mir aus dem bosnischen Eocän a. a. O. beschriebenen Formen steht ihr *C.* (*Lampania*) *Katzeri mihi*[2]) nähe, unterscheidet sich aber leicht durch die Einzelheiten der Skulptur. Unter anderen Arten des Nummulitique wäre die südostfranzösische *L. Brunhildae Donc.*[3])

[1]) „Monographie géologique et paléontologique des Corbières orientales," Annales de l'Université de Lyon, Nouvelle série, 1903, Fasc. 11, pag. 334—335.

[2]) Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns XIII, pag. 267, Taf. XI, Fig. 1 u. 19; Taf. XV, Fig. 32—33.

[3]) Doncieux, Corbières orientales a. a. O., pag. 315, Taf. II, Fig. 3—6.

zu vergleichen, die in der Abbildung ähnlich aussieht, aber doch bei näherer Betrachtung und gründlicherem Studium der Originalbeschreibung durch das Vorhandensein von zehn bis elf Längsrippen, einem zweiten Zacken an der hinteren Naht etc. abweicht.

22. *Cerithium* (*Vertagus*) *Rudloffi*[1]) *n. sp.*

Taf. XV (V), Fig, 1.

Fundort: Arapoviči und Nikolićhäuser, gleichmäßig häufig.

Diese schöne, große Art steht dem *C. multisulcatum Brongt.*[2]) aus Roncà ungemein nahe, doch ist schon die Gestalt gedrungener, kürzer, und drängt mehr in die Breite. Dazu kommen die Differenzen in der Skulptur, bei *C. multisulcatum* sind 4—5 der Spiralen so stark, daß sie die Längsrippen kerben, die übrigen aber so zart, daß sie nur unter Lupenvergrößerung überhaupt sichtbar werden. Die vorliegende Art hat dagegen sehr zahlreiche, annähernd gleiche, mit bloßem Auge erkennbare Spiralen, welche in der Stärke regelmäßig abwechseln und von den an ganz intakten Stellen sehr gedrängten Anwachsstreifen leicht gekörnelt werden. Auf der Schlußwindung verschwinden die Längsrippen fast gänzlich und es bleibt nur der Varix, welcher der Mündung gegenüber liegt. Schwächere Wülste zeigen sich übrigens auch auf früheren Umgängen zwischen der Längsskulptur eingestreut, genau wie dies bei *C. multisulcatum* der Fall ist. Basis und Mündung, letztere nie ganz vollständig, sind wie bei *C. multisulcatum* gebaut. Interessant ist das Auftreten von drei braunen Farbenstreifen auf dem hinteren Drittel des Umganges. Von diesen sind die beiden ersten einander mehr genähert und ziemlich dicht an die Naht gezogen. Von sonstigen bekannten Arten hat *C. Dallagoi Opph.* von Roncà und Monte Pulli in der Spiralskulptur eine gewisse Ähnlichkeit, doch sind Gestalt und Längsrippen so verschieden, daß ein näherer Vergleich unnötig ist. Für das nochmals verglichene *C. multisulcatum* von Konjavac in der Herzegowina möchte ich an meiner früheren Bestimmung festhalten. Das gleiche gilt übrigens für das *Cerith. vellicatum Bell.*, welches ich a. a. O., pag. 26, von Trebistovo und Konjavac angebe und dessen Identität mit der Type Bellardis ich neuerdings nach Vergleich mit von der Palarea bei Nizza stammenden zahlreichen Stücken meiner Sammlung bestätigen kann. *C. Cvijići Dain.*[3]) aus dem dalmatinischen Eocän ist sehr ähnlich, scheint aber mehr Längsrippen zu besitzen.

---

[1]) Ich hatte diese schöne und charakteristische Art meinem verewigten jungen Freunde zum Danke für seine erfolgreiche Mitarbeit schon vor längerer Zeit gewidmet und sehe in seinem tragischen Hinscheiden erneute Veranlassung, an meinem Vorsatze festzuhalten.

[2]) Vergl. über dieses meine allerdings hier nur dürftigen Bemerkungen in Beitr. zur Paläont. Österr.-Ungarns XIII, pag. 261. In einer größeren Publikation, welche ich über Mollusken des venezianischen Eocän vorbereite, werde ich weiteres geben. Einiges findet sich auch bei de Gregorio: Monographie de la faune éocénique de Roncà. Annales de Géologie et de Paléontologie. XXI. livr. Palermo 1896, pag. 71, T. VIII, Fig. 15—20.

[3]) La Fauna eocenica di Bribir in Dalmazia. Palaeontographica Italica. XI. Pisa 1905, pag. 52, T. II, Fig. 1—2.

23. *Cerithium Deprati n. sp.*

Taf. XIV (IV), Fig. 7—7*a*.

Fundort: Arapoviči, 2 Exemplare.

Schale langgestreckt und ziemlich gleichmäßig breit, nur vorn an dem ziemlich langen, aber nur undeutlich abgesetzten Siphonalstiel verschmälert. Sieben langsam zunehmende Umgänge, von denen die ersten nicht erhalten sind; der letzte ist relativ sehr hoch und mißt etwas mehr als der übriggebliebene Teil der Spira. Diese trägt zehn breite Längsfalten, welche den Raum zwischen den sehr schwach eingeschnittenen Nähten erfüllen und von doppelt so breiten Interstitien getrennt werden. Die Spiralskulptur zwischen, respektive auf ihnen ist nur schwach und undeutlich erhalten, scheint aber, nach einzelnen Resten zu urteilen, stärker vorhanden gewesen zu sein. Jedenfalls tritt sie ganz besonders hervor auf dem Siphonalstiel, welcher den bei weitem augenfälligsten Teil der Basis bildet und auf dem ich zwölf gleichmäßig starke Spiralstreifen zähle. Die Längsrippen brechen dagegen auf dem ersten Drittel der letzten Windung plötzlich ab, so daß zwischen ihnen und den vorderen Basalspiralen ein glatter Raum entsteht, auf welchem der Umgang leicht abgeplattet zu sein scheint. An der Mündung ist der Kanal breit und seicht, und hier ist eine nach außen deutlich abgesetzte Columellarschwiele vorhanden, die sich hinten auch zum Außenrande herüberzieht.

Höhe 47, Breite 16 *mm*.

24. *Cerithium Lethe n. sp.*

Taf. XIII (III), Fig. 2—3.

Fundort: Nikolichäuser, 7 Exemplare; Arapoviči, 2 Exemplare.

Schale groß, relativ kurz und gedrungen, drehrund. Aus 8 . . . sehr langsam anwachsenden, flachen, ineinander geschachtelten, durch kaum merkliche Nähte getrennten Windungen zusammengesetzt, deren letzte nicht wesentlich höher ist als die vorletzte. Skulptur auf den oberen Windungen aus einem vorderen scharfen Nahtkiele und drei breiten, geperlten Spiralbändern gebildet, zwischen welche sich mit zunehmendem Wachstum feinere einschieben. Allmählich flacht sich dies indessen alles ab; zuerst verschwindet der Nahtkiel und statt seiner tritt die hintere Spirale der folgenden Windung als ein Band auf, welches die Naht, diesmal aber von vorn, deckt. Sie wie die anderen Spiralen verlieren aber an Konvexität und erscheinen mehr als breite, von den Anwachsstreifen nur ganz schwach durchkreuzte Bänder.

Die Basis ist nur schwach konvex, die Mündung leider an keinem der dieser Art zugehörigen Exemplare vollständig erhalten. Doch besitzt, nach einem teilweise als Steinkern erhaltenen Stücke zu urteilen, die Columella kräftige Falten, wahrscheinlich zwei, so daß ich bei der ersten flüchtigen Betrachtung hier an Nerineen erinnert wurde. Es wäre daher nicht unmöglich, daß die Form zu *Campanile Bayle* gehörte.

Interessant sind Reste der ursprünglichen Färbung, welche auch bei dieser Art ein Exemplar mit aller Sicherheit erkennen läßt. Es sind dies etwa 1 *mm* breite schwarze Bänder, welche etwa in der Richtung der Anwachsstreifen in einer Entfernung von 5 *mm* leicht gebogen den Umgang durchsetzen.

Ich kenne keine näheren Verwandten dieser schönen und leicht kenntlichen Art.

25. *Cerithium* (*Gourmya*) *Manfredi*[1]) *n. sp.*

Taf. XIII (III), Fig. 4—6*a*.

Fundort: Nikolićhäuser und Arapoviči. Mehrere Exemplare.

Schale mittelgroß bis groß, hinten ziemlich stumpf, vorn im Alter stark erweitert; aus gegen 14 Umgängen gebildet, welche flach sind, sehr langsam zunehmen und durch vertiefte Nähte getrennt werden. Die oberen Windungen tragen je zwei Reihen schwach in der Höhenrichtung verlängerter Knoten, welche ebenso breit sind als ihre Zwischenräume. Die Basis ist bei solchen jüngeren Individuen stark konvex und trägt vier einfache Spiralreifen. Die Mündung ist einfach, breiter als hoch, der Kanal seicht, schwach nach der Seite gedreht.

Bei etwas älteren Individuen verstärken sich die beiden hinteren Kiele und zumal der erste durch Zusammenfließen der Knoten. Die Basis tritt mehr nach außen, die Zahl der Kiele nimmt auf ihr zu, der Kanal wird breiter und offener.

Bei ganz erwachsenen Stücken steigt der letzte Umgang vor der Mündung nach hinten herauf und bildet an der hinteren Mündecke einen außergewöhnlich starken, durch konzentrische Anlagerung sich vergrößernden Wulst, in welchem ein schwacher hinterer Kanal verläuft. Diese Mündung entspricht dann derjenigen des nahe verwandten *C. maccus Opph.*[2]), welches ebenfalls aus Bosnien beschrieben wurde. Sonst käme für den Vergleich nur *C. tapeti Opph.*[3]) in Frage, welches in der Gestalt abweicht und auch in der Skulptur durch den Besitz von nur zwei sehr viel stärkeren Basalkielen sich unterscheidet.

Höhe 30 *mm*, Breite 11 *mm* (Jugendstadium).

Höhe 42 *mm* (nicht vollständig), Basalbreite 30 *mm* (erwachsenes Exemplar).

26. *Cerithium* (*Gourmya*) *maccus Opph.*

Taf. XIII (III), Fig. 7—7*a*.

1901. *Cerithium* (*Gourmya*) *maccus Oppenheim* in Beiträge zur Paläontologie Österr.-Ungarns XIII, pag. 270, Taf. XV, Fig. 19—19*a*.

Fundort: Arapoviči (3 Exemplare), Nikolićhäuser (1 Exemplar).

Diese Form scheint, nach den mir vorliegenden Exemplaren zu urteilen, zu variieren in der Einkerbung der Nähte, der früheren

[1]) Dem Angedenken meines ebenfalls in diesem Jahre dahingeschiedenen Schwiegervaters gewidmet.

[2]) Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns XIII, pag. 270, Taf. XV, Fig. 19—19*a*.

[3]) Ibidem, pag. 266, Taf. XV, Fig. 16—17.

oder späteren Entwicklung der definitiven Mündung wie in der schärferen oder schwächeren Ausbildung der Basalspiralen. Gemeinsam ist aber allen den hierher gezogenen Stücken die *Gourmya*-ähnliche Mündung mit dem starken Callus am hinteren Mündungskanal, die Entwicklung der gelegentlich geknoteten oder gezackten Kante auf dem oberen Teile des letzten Umganges und das Auftreten von je vier Spiralen, von denen die drei hinteren mehr durch die Anwachsstreifen hervorgewölbt sind als die vordere marginale. Das besterhaltene meiner Stücke zeigt zwei stärkere Spiralen an der Vorderkante der mäßig gewölbten Basis.

Ich glaube nicht, daß alle diese Individuen von der durch mich früher von Gora Lukavica u Lopare beschriebenen Type getrennt werden können.

27. *Cerithium basiplanum n. sp.*

Taf. XI (I), Fig. 2—2*a*.

Fundort: Arapoviči. 1 Exemplar.

Schale getürmt, aus 4 . . . . . wenig gewölbten, hinten stark abgeplatteten Umgängen zusammengesetzt, deren letzter etwa so hoch ist als die beiden vorhergehenden. Jede Windung trägt je zehn Längsrippen, die schmäler sind als die Interflitien und von je zwei Spiralen durchkreuzt und geknotet werden; dabei scheinen die hinteren Knoten stärker zu sein als die vorderen. Die Basis, welche von dem Reste des Umganges durch zwei kräftige Kiele getrennt wird, ist flach und fast eben; sie trägt keine weiteren Skulpturen. Der Kanal ist sehr breit und nach der Seite gedreht, die übrigen Einzelheiten der Mündung nicht erhalten. Zwischen den Basalkielen und den beiden hinteren Knotenreihen findet sich eine skulpturlose Fläche eingeschaltet.

Höhe 24 *mm*, Basalbreite 14 *mm*.

Die Type hat entfernte Ähnlichkeit in der Skulptur mit *C. Manfredi mihi*, ist aber von diesem wie von den mir sonst bekannten eocänen Cerithien wohl unterschieden.

28. *Cerithium Jablaui n. sp.*

Taf. XV (V), Fig. 5—6.

Fundort: Arapoviči und Nikolićhäuser.

Schale getürmt, nach vorn mäßig erweitert, aus 5 . . . . langsam an Höhe zunehmenden, durch oberflächliche Nähte getrennten, hinten, zumal auf den letzten stark abgeplatteten Umgängen zusammengesetzt, deren letzter etwas niedriger ist als der erhaltene Teil der Spira. Die Windungen tragen je acht ziemlich gerade, wenig geschwungene Längsrippen, die schmäler sind als die Interstitien und von je vier Spiralen (bei größeren Stücken sind es fünf) durchkreuzt und gekerbt werden; eine fünfte bis eventuell sechste, etwas geschlängelte Spirale findet sich zwischen ihnen und der Naht. Zwischen je zwei von diesen besonders hervortretenden Hauptreifen

finden sich außerdem, wie ein besonders günstig erhaltenes Stück beweist, je fünf bis acht feine, in ihrer Stärke wechselnde, leicht gekörnelte Linien eingeschlossen. Die hinterste Hauptspirale tritt bei der Durchkreuzung der Längsskulptur vor der Naht leicht zackenartig hervor. Die Nahtrampe selbst ist bis auf die Anwachsrippen skulpturlos. Diese Längsrippen verflachen sich auf der stark konvexen, wenig von dem Reste der Mündung abgesetzten Basis, welche ihrerseits ca. sechs sehr weit auseinander gezogene, etwas geschlängelte, starke Spiralen trägt; die Mündung ist schmal und hoch, ihr Collumellarrand verdickt und in mäßigem Bogen nach hinten greifend, der geschwungene Außenrand bedeckt den weiten Kanal von oben, so daß eine an *Gourmya* erinnernde Mündung entsteht.

Höhe 34 *mm*, Basalbreite 15 *mm*;
„ 31 „ „ 16 „
„ 42 „ „ 20 „

Mir ist keine näher vergleichbare Form in der Erinnerung.

Inhaltsverzeichnis.

Zur Geologie des österreichischen Velebit.

(Nebst paläontologischem Anhang.)

Von Dr. R. J. Schubert.

Mit einer Lichtdrucktafel (Nr. XVI) und fünf Zinkotypien im Text.

Einleitung.

Im nachstehenden ist der geologische Bau des österreichischen Velebitanteiles beschrieben, also hauptsächlich die Südwesthälfte des Kartenblattes Medak—Sv. Rok (Zone 28, Kol. XIII) mit Ausnahme des Küstenstreifens von Castelvenier—Ražance, dessen Aufbau bereits früher (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1905, pag. 272 u. ff.) eingehend dargelegt wurde. Außerdem wurden auch die Velebitgehänge in der Nordostecke des Blattes Benkovac—Novigrad (Zone 29, Kol. XIII) und in der Nordwestecke des Blattes Knin (Zone 29, Kol. XIV), gelegentlich auch kroatische Gebiete des Blattes Medak in die Darstellung der geologischen Verhältnisse einbezogen.

Die geologische Aufnahme, die der nachstehenden Beschreibung zugrunde liegt, wurde vornehmlich im Mai und Juni des Jahres 1905 und 1907 durchgeführt; im Mai 1907 wurde der Verfasser bei Begehung der kroatisch-dalmatinischen Grenzgebiete zwischen Crnopac und Stap, auch auf einigen Touren bei Sv. Rok von Herrn Kustos Ferdo Koch aus Agram begleitet, der im Anschlusse an diese Aufnahme des österreichischen Velebitanteiles die geologische Kartierung des kroatischen Velebites fortzusetzen beabsichtigt.

Bei der geringen Wegsamkeit und den spärlichen Unterkunftsorten war es von großem Werte, daß die k. k. Forstschutzhütte in der Großen Paklenica und das Straßenmeisterhaus in Podprag zur Unterkunft benützt werden konnten, weshalb sich der Verfasser gedrängt fühlt, auch hier der k. k. Forst- und Straßenverwaltung in Zara seinen wärmsten Dank für die ihm diesbezüglich zuteil gewordene Unterstützung auszusprechen.

Stratigraphischer Teil.

Oberkarbonische Ablagerungen.

Die ältesten auf österreichischem Gebiete in Norddalmatien und zwar in der Großen Paklenica zutage tretenden Gesteine gehören der Steinkohlenformation an. Es sind zumeist helle, graue Dolomite und dolomitische Kalke, in deren Bereich an verschiedenen Punkten schwarze Schiefer, Kalke und Schiefertone zutage treten.

Die Dolomite, die teilweise den später zu besprechenden obertriadischen sehr ähneln, enthalten stellenweise (am Wege gegen die Bulma östlich und westlich des Perin greb, in der Paklenica nördlich des k. k. Pflanzgartens, an dem in der Karte nicht eingezeichneten Wege von Knežević längs Podplanom, im Kern der Antiklinale von Martinov mirilo gegen Ivine vodice, zwischen Kuppe 1095 und dem Oberlauf der Paklenica, zwischen dem Schurfschachte und Crljeni kuk u. a.) sehr reichlich Foraminiferen[1]), und zwar:

Neoschwagerina craticulifera Schwag., sehr häufig
Fusulina sp. ind., sehr selten
Nummulostegina velebitana Schub.
Cornuspira sp.
Glomospira sp.
Climacammina sp.

daneben kleine Gastropoden und zahlreiche Kalkalgen (*Mizzia*), lokal auch Korallen.

In der Achse des Karbonaufbruches erscheinen schwarze, fossilreiche Schiefer und Kalke, die besonders in der großen Paklenica am Südhange des Crljeni kuk östlich vom Wege, der von der ärarischen Forstschutzhütte zur kroatischen Grenze (Bulma) führt, auf der Wiese des Parić (Parića livada) auf eine kurze Strecke in einem seichten Wasserriß entblößt, sonst vielfach mit Dolomit- und Kalkschutt überdeckt sind. Ein an dieser Stelle im Vorjahre von einer Zaratiner Gesellschaft abgeteufter (28 *m* tiefer) Schacht und gegen Norden (2 h 2^0) gerichteter Querschlag ergab einen Wechsel von hellem Dolomit, dunklen Kalken und Schiefern mit dünnen Kohlenschmitzen. Auch in den höheren Lagen der Dolomite beobachtete ich Einlagerungen von schwarzen Kalkbänken mit Querschnitten großer Bivalven und mit *Neoschwagerina craticulifera*, so an einer Stelle, bald nachdem der erwähnte Fußweg den Wald betrat vor dem Perin greb. Auch am neuen Fußweg zur Stražbenica sind schwarze bituminöse Schiefer und Kalke gegenwärtig in einer Rösche aufgeschlossen.

Die Fossilführung der schwarzen Kalke ist stellenweise wie auf der Wiese des Parić reichlicher als die der Dolomite. Auch in den dunklen Schiefern und Kalken überwiegen Foraminiferen, und zwar fand ich:

---

[1]) Vergl. R. J. Schubert, Vorl. Mitteil. über For. u. Kalkalgen im dalm. Karbon (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1907, pag. 212).

Neoschwagerina craticulifera Schwag. (in den obersten Lagen).
Valvulinella Bukowskii Schub.
Cornuspira incerta Orb.
Glomospira gordialis J. u. *P.*
„ *aff. milioloides J. P.* u. *K.*
„ *aff. pusilla Gein.*
Hemigordius Schlumbergeri Howch.

Außerdem sind häufig Kalkalgen:

Mizzia velebitana Sch.
Stolleyella velebitana Sch.
„*Gyroporella*“ *bellerophontis Rothpl.?*

Brachiopoden (u. a. *Productus semireticulatus*), Korallen-, Bivalven- und undeutliche Pflanzenreste. Die Hauptmasse des Paklenicakarbons gehört dem obersten Oberkarbon an, wie das Dominieren der Schwagerinen beweist. Die tieferen in dem erwähnten Schachte erschlossenen Schichten, vielleicht auch schon die im Wasserriß zutage tretenden dunklen Schiefer, könnten schon möglicherweise zum Teil als Äquivalente der Auerniggschichten, des mittleren Oberkarbons, aufzufassen sein. Alle obertags und im Schacht erschlossenen Schichten sind ausgesprochen mariner Natur.

Der Karbonaufbruch erstreckt sich in einer breiten Zone vom Ostende der Velka rovina (Stražbenica) der Länge nach durch die ganze Große Paklenica bis in die Kleine Paklenicaschlucht zum Fuße des Vlaškigrad. Während jedoch gegen Südwesten zu ziemlich regelmäßig untere, mittlere und obere Trias, Lias, Jura und Kreide folgt, stößt das Karbon gegen Nordosten zu an einer noch weiter unten zu besprechenden Störungslinie an hellgraue Dolomite der oberen Trias, ja streckenweise sogar an die dunklen Lias- und Jurakalke, von denen manche fossilleere Bänke petrographisch ganz ähnlich manchen des Karbons sind. Auch im obertriadischen Dolomit kommen lokal kleine weiße kugelige Gebilde vor, die den Neoschwagerinen des Karbons sehr ähnlich sind, sich aber bei genauerer Untersuchung als oolithischer Natur erweisen. Wenn sich nun diese oolithischen Dolomite von den Schwagerinen-Dolomiten, auch die Karbonkalke von den mesozoischen bei genügender Aufmerksamkeit unterscheiden lassen, so erschweren andere Umstände eine genaue Verfolgung der Karbongrenze: nämlich die zahllosen größeren und kleineren, vom Crljeni und Babin kuk herabgestürzten Kalk- und Dolomitblöcke, die alten Schotterterrassen der Paklenica, die im östlichen Teile der Längsschlucht einen großen Teil des Karbonaufbruches bedecken und die stellenweise äußerst dichte Bewaldung.

Immerhin ist durch die erwähnten Fossilien zweifellos dargetan, daß die tiefsten in der Paklenica zutage tretenden Schichten der Steinkohlenformation angehören und nicht der unteren Trias, wie bei der Übersichtsaufnahme G. Stache und auch noch in neuerer Zeit Prof. Dr. Gorjanović-Kramberger in seinen Geologijske i hydro-

grafijske crtice sa Velebita[1]) annahm, welch letzterer den breiten Karbonstreifen zwischen Bulma und dem Paklenicabach für Gutensteiner Kalk gehalten zu haben scheint.

Perm.

Über den Neoschwagerinen führenden hellen Dolomiten lagern einige Bänke eines dunklen, auch hellen, zum Teil dolomitischen Kalkes, in dem ich keine Fossilien fand und denen auch noch bituminöse Sichten eingelagert sind. Darüber sind sowohl südöstlich der Stražbenica wie auch an den Ivine vodice eine ganz schmale Zone weißer und roter, auch bräunlicher Sandsteine, auch Konglomerate mit schwarzen Kalkgemengteilen und darüber dickgebankte fossilleere graue Dolomite mit eingeschalteten kalkigen und geschieferten Lagen ersichtlich, welche dann von ausgesprochenen Werfener Schichten überlagert werden.

Diese Stellung zwischen dem obersten Oberkarbon und den unteren Werfener Schichten legt die Vermutung nahe, daß die bunten Sandsteine und die darüber liegenden Dolomite und dolomitischen Kalke, obwohl bisher keine Fossilien darin gefunden werden konnten, ein Äquivalent des Perms bilden. Die Sandsteine ließen sich als Grödner Sandstein, die Dolomite als Vertreter des Zechsteins auffassen.

Für das Kartenbild sind diese Schichten jedoch von ganz untergeordneter Bedeutung, da sie im Südwestflügel des Aufbruches auf eine große Strecke von den diluvialen Schotterterrassen und von rezentem Schutt bedeckt, im Nordostflügel durch tektonische Störungen größtenteils von der Oberfläche verschwunden sind.

Werfener Schichten.

Am auffälligsten sind weinrote Schiefer und Kalke, besonders die ersteren, die mit bräunlichgelben-bläulichgrauen dünnplattigen Sandsteinen und Schiefern sowie dickbankigen Sandsteinen wechsellagern, die voneinander nicht trennbar zu sein scheinen. Sie sind jedoch hier weitaus nicht so mächtig wie in der Gegend von Knin, ja die dort so ammonitenreichen, weit verbreiteten grünlichgrauen oberen Werfener Schichten fehlen im österreichischen Velebit und anscheinend auch in der Lika gänzlich. Alle in den Paklenice und der Velka rovina vorhandenen Werfener Schichten gehören den unteren Werfener Schichten an, wie die fast überall ersichtlichen Bivalvensteinkerne beweisen, von denen schon Hauer 1868 (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., 18. Bd., pag. 435) *Myacites Fassaensis* und *Avicula Venetiana* als häufig anführt. Bei der Wanderung von der Stražbenica Einsattelung in den Werfener Schichten zwischen der Großen Paklenica und der Velka rovina) gegen den Mosak-Golić auf dem Kamm sieht man rote glimmerige Schiefer, bräunliche dickgebankte Sandsteine, rote und grünliche Schiefer, Einlagerungen schwarzer und grauer Kalk-

[1]) Glasnik hrv. naravosl. družtva XI. Agram 1900.

bänke, knollig abgesonderten Kalk, in dem ich am Mosak Naticellen fand, sodann wieder rötliche, griffig abgesonderte Schiefer, auch dunkle sandige Schiefer und dann an einer Verwerfung abschneidende obertriadische Dolomite.

Gips, der den unteren Werfener Schichten in der Gegend von Knin vielfach in zum Teil beträchtlichen Stöcken eingeschaltet ist, konnte ich im Velebit bisher nicht beobachten.

Auf dem Manuskriptkärtchen eines Agramer Experten, eines Herrn Loos, das ich bei Herrn Apotheker Andronić in Zara sah, ist die alte Angabe von Stache und Hauer, daß die bunten Schiefer der Großen Paklenica untere Werfener Schichten darstellen, ohne jeden Beweis einfach als unrichtig erklärt. Werfener Schichten fehlen nach dem genannten Herrn hier völlig, alle Schiefer und Sandsteine gehörten zum Perm. Ich würde diese Ansicht gar nicht erwähnt haben, zumal die typischen Versteinerungen der unteren Werfener Schichten vom Martinov mirilo bis zur neuen Forstschutzhütte und auch zwischen Mosak—Stražbenica allenthalben ersichtlich sind, wenn nicht dieser Fall so recht bezeichnend wäre für eine gewisse Kategorie von Experten, welche den Einheimischen vielfach goldene Berge versprechen und in ihren zumeist der Öffentlichkeit entrückten geologischen und montanistischen Gutachten die Tätigkeit der k. k. geologischen Reichsanstalt ignorieren oder zu diskreditieren suchen, wovon übrigens noch anderweits näher die Rede sein soll.

Muschelkalk.

An der Grenze zwischen den bunten Werfener Schichten und den darüber lagernden grauen Kalken und bräunlichen Dolomiten konnte ich am Nordosthange des Klimentazuges eine nur wenig mächtige Lage einer überwiegend aus (rötlichen, weißen, graulichen, grünlichen) Quarzkörnern, auch aus grauen Kalkgeröllen bestehenden, meist kleinkörnigen Konglomeratbank beobachten. Dieselbe lagert nicht mehr ununterbrochen, sondern ist vielfach zerstückt und meist nur durch umherliegende Blöcke wahrnehmbar. Ich vermute, daß diese konglomerat- oder grobkörnige Sandsteinbank die Basis des wieder vordringenden Muschelkalkmeeres darstellt, da durch das zweifellose Fehlen der oberen Werfener Schichten eine Lücke in der Trias ersichtlich ist. Allerdings will ich nicht unerwähnt lassen, daß ähnliche Quarzkonglomerate in der Lika, wie ich bei gemeinsamen Begehungen mit Herrn F. Koch sah, im Bereiche der Werfener (und vielleicht auch tieferen) Schichten weit verbreitet sind, so daß die Möglichkeit vorhanden ist, daß diese beim Anstieg vom großen Paklenicatorrenten zum Crni vrh—Klimenta ersichtlichen Konglomerate noch in den Komplex der Werfener Schichten gehören könnten.

Sicher dem Muschelkalk scheinen mir die bräunlichen Dolomite und bräunlichen bis grauen Kalke anzugehören, welche den weißen massigen Klimentakalk unterlagern. Sie sind allerdings nicht so löcherig und rauhwackenartig wie die Dolomite des Muschelkalkes bei Knin, gleichwohl scheinen sie mir aber infolge der Lagerungs-

verhältnisse am ehesten dem Muschelkalk anzugehören. Von Fossilien fand ich an der Močila pieć in sandigen Dolomiten nur Crinoidendurchschnitte und Gastropodenreste.

Klimentakalk.

Zwischen den meist flache Gehänge bildenden im vorstehenden besprochenen Dolomiten und dolomitischen Kalken einer- und den weichen Raibler Schichten anderseits lagert ein massiger harter, splitteriger rein weißer, auch bräunlicher oder etwas grauer, lokal infolge der aufgelagerten bunten Raibler Schichten rotgeäderter oder -geflammter Kalk. Obwohl wenig mächtig, ragt er infolge der Massigkeit als Felskamm aus dem großenteils bewaldeten Terrain hervor und bildet den Höhenrücken Klimenta—Močila pieć mit flachem südwestlichem Einfallen. Am Mosak tritt er am Südwesthang in Form von massigen Bänken auf, doch glaube ich dort deutlich beobachtet zu haben, daß er streckenweise durch Dolomit ersetzt wird; er ragt dort nicht mehr als einheitlicher Kamm, sondern als Anzahl kleiner Felskuppen hervor. Im Südwestflügel der Pakleniceantiklinale ist er gleich den übrigen Schichtgliedern von den beiden Paklenicaquertälern durchgenagt, steigt jenseits der Kleinen Paklenica wieder zu einer mächtigen Kuppe — dem Vlaškigrad — empor. An diesem sieht man deutlich, wie der Nordostflügel auch hier im östlichen Teile der Antiklinale nicht normal gelagert, sondern schon etwas abgesunken ist. Der Klimentakalk des Nordostflügels ist weiterhin gegen Nordwest noch in Form einiger durch Erosion isolierter Kuppen zu verfolgen, bis er gleich den übrigen Schichtgliedern des Nordostflügels ganz von der Oberfläche verschwindet.

Über das Alter dieses Kalkes war ich nicht imstande, sichere Anhaltspunkte zu gewinnen. Von Versteinerungen sah ich bisher nur ganz undeutliche Spuren von Korallen und Gastropoden. Außerdem kommen stellenweise, wie am Klimenta, oolithische Konkretionen oft bis einige Zentimeter Durchmesser darin vor, die ganz an diejenigen erinnern, welche im Dolomit über den Raibler Schichten vorkommen. Wenn nun dies die Vermutung nahelegt, daß der „Klimentakalk“, wie ich diesen Kalk vorläufig nenne, schon obertriadisch etwa als Äquivalent der Cassianer Kalke aufzufassen wäre, spricht anderseits die anscheinend innige Verknüpfung mit dem Muschelkalkdolomit (besonders am Mosak und Südostfuße des Vlaškigrad) für die Zugehörigkeit des Klimentakalkes zum Muschelkalk. In der Gegend von Knin kommen ganz ähnliche weiße massige Kalke sowohl im Muschelkalkdolomit als im obertriadischen Dolomit vor. Einen ähnlichen Kalk beschrieb auch v. Kerner aus der Gegend von Derniš als Midenjakkalk.

Bunte obertriadische Mergel und Kalke (Raibler Schichten).

Auf den hellen massigen Kalken, welche den Kamm des Klimenta, Močila pieć—Vlaskigrad bilden, lagern ebenso leicht weithin durch ihre vorherrschend rote Farbe erkennbare, weiche und harte grifflig-abgesonderte Mergel und Kalke. Diese letzteren enthalten besonders

bei den Hütten Močilo Crinoiden, Korallen, Gastropoden, Dentalien und Bivalven. Außerdem kommen lokal weiche gelbe Mergel vor, auch Brocken einer Jaspisbreccie, diese besonders im Nordostflügel, soweit er erhalten ist, östlich und nördlich des Vlaškigrad, rote Sandsteine, Hämatite (teilweise in sehr guter Qualität), dunkle, makroskopisch fast dicht erscheinende Sandsteine, die mich an ein Eruptivgestein erinnerten, im Dünnschliff aber deutlich klastische Struktur erkennen ließen, auch grünliche Sandsteine und schwarze Kalke. Wie man sieht, herrschten in dieser schmalen Zone überaus mannigfache Gesteinstypen vor.

Nach Eruptivgesteinen suchte ich hier wie im ganzen Velebit vergeblich, was vielleicht verständlich erscheint, wenn man bedenkt, daß das Schichtglied, welches im Gebiete von Knin Pietra verde Lagen eingeschaltet enthält, welche als Tuffsedimente der dort vorkommenden Diorite und Diabase gelten können, die Wengener Schichten, im Velebit fehlen. Kossmat faßt in Krain die analogen Jaspis- und Karneolbrocken der Raibler Schichten als Zerstörungsüberreste roter und grüner Porphyre auf, die während des Absatzes der Wengener Schichten empordrangen. (Erläuterungen zu Blatt Haidenschaft—Adelsberg, Wien 1905, pag. 27.) Eine analoge Deutung der erwähnten Paklenica Jaspisse läßt das Fehlen der Wengener Schichten und von Eruptivgesteinen in dem in Rede stehenden Gebiete verstehen. Auch etwaige einzelne Eruptivgesteinsgerölle in den Paklenicatorrenten, wie deren eines angeblich aus der Großen Paklenica stammendes, von Herrn Deskovič dem chemischen Laboratorium der k. k. geologischen Reichsanstalt übergeben wurde, könnten in gleicher Weise wie die Jaspisse aus vor Absatz der Raibler Schichten zerstörten Wengener Schichten stammen.

Nicht unerwäht möchte ich jedoch lassen, daß ich im Jahre 1905 an der Küste bei Starigrad (beim Pfarrhaus), also nicht im Schuttkegel der Paklenica, einige mit rezenten Korallen überwachsene Stücke von Diorit fand, der ganz demjenigen der Kniner Gegend glich und dessen Anstehendes ich trotz eifrigen Forschens nicht finden konnte.

Fossilien fand ich in diesem Schichtgliede in auslösbaren bestimmbaren Exemplaren nur im Močilo, südöstlich der auf der Spezialkarte eingezeichneten Hütten und konnte bisher folgende bestimmen:

Encrinus cassianus Laube
Dentalium undulatum Münst.
Montlivaultia sp. nov.
Loxonema aff. subornata Mstr.
„ *cf. arctecostata Mstr.*
„ *sp. nov.*
Chemnitzia aff. reflexa Mstr.
„ *sp.*
Natica sp.
Turritella aff. excavata Lbe.
Mysidioptera cf. Laczkoi Bittn.
„ *sp. nov.*
Myophoria Woehrmanni Bittn.

Diese Formen oder deren nächste Verwandte kommen durchweg in den alpinen Raibler Schichten vor, die Mysidiopteren besonders in denen des Bakony, einige auch in den Cassianer Schichten, doch stimmt der petrographische Charakter mit dem verschiedener alpiner Lokalitäten von Raibler Schichten, so daß die bunten Mergel, Kalke und jaspisführenden Schichten des Velebit als Raibler Schichten aufgefaßt werden können, ohne daß die geringe Mächtigkeit, fazielle und horizontale Unbeständigkeit eine nähere Gliederung zulassen würde.

Auch sind die Fossilien sehr unregelmäßig verteilt, scheinen am Vlaškigrad ganz zu fehlen, in der roten Mergelzone der Crljeni potoci (nordöstlich Mali halan in Kroatien) fand ich gemeinsam mit Herrn F. Koch nur spongitenartige Fossilreste.

Auch andere in ihrer geologischen Position nicht ganz sichere Vorkommen, wie kleine Überreste bunter Mergel am Mosak und in der Velka rovina enthalten keine oder nur sehr fragmentarische Organismenreste.

In den Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der österreichischen Monarchie, Blatt X (1868), erwähnt Hauer bei Besprechung der Werfener Schichten, daß Partsch rote Schiefer und Kalke der unteren Trias auf einer im k. k. Hofmineralienkabinett aufbewahrten Manuskriptkarte andeutete, aber als Einlagerungen in den jüngeren Kalksteinen betrachtete. Dieser vielleicht nur scheinbare Irrtum wird vielleicht dadurch verständlich, wenn man annimmt, daß Partsch tatsächlich solche Raibler Schichten in jüngeren als Werfener Schichten beobachtete.

Obertriadischer Dolomit.

Über den bunten Mergeln und Kalken folgt ein Komplex überwiegend dolomitischer Schichten, in welchem kalkige Bänke nur mehr untergeordnet eingelagert sind. Die Dolomite sind gut geschichtet, vorwiegend hellgrau, splitterig oder löcherig, stellenweise, wie in der großen Paklenica und Velika rovina (auch in der Gegend von Knin), sind erbsengroße helle Oolithe nicht selten, die äußerlich an die Neoschwagerinen des Oberkarbons erinnern, im Dünnschliffe jedoch die anorganische Natur und den konzentrisch-schaligen Bau deutlich erkennen lassen. Während diese Dolomite in der Gegend von Knin, auch in der Lika zwischen Mali Halan und Sv. Rok häufig durch weiße, muschelig-splitterig brechende Kalke ersetzt scheinen, ist dies im Paklenicabereiche nur ganz untergeordnet der Fall und damit dürfte auch die große Fossilarmut dieses Schichtgliedes zusammenhängen. Denn ich fand nur in den kalkigen Partien bei Mocilo Gyroporellen und in der etwa gegenüber der Suha draga in die Große Paklenica einmündenden Gornja draga einen großen Megalodonten.

Unter Berücksichtigung aller bekannt gewordenen Tatsachen kann in diesem Schichtglied nur das Äquivalent des alpinen Hauptdolomits gesehen werden.

Unterlias?

Auf die Dolomite der Obertrias folgt eine Reihe gut gebankter, ja lokal fast gebändert aussehender Kalke. Die obere Hälfte ist infolge der zahllosen Fossilien sicher als Lias, und zwar mittlerer-oberer Lias gekennzeichnet, die untere, etwas mächtigere Hälfte dagegen enthält meist nur undeutliche Fossilreste, so daß die Möglichkeit vorhanden ist, daß in diesem Schichtgliede eventuell Rhät vorliegen könnte [1]; doch scheint mir die innige fazielle und tektonische sowie landschaftliche Verknüpfung mit den mittelliassischen *Lithiotis*-Kalken weit eher für ein unterliassisches Alter der dem Hauptdolomit auflagernden Kalke zu sprechen. Außerdem fand ich, abgesehen von undeutlichen, lokal sehr häufigen Fossilresten, Chemnitziendurchschnitte, die ganz denen der *Lithiotis*-Kalke entsprechen. Erwähnen möchte ich auch, daß ich gemeinsam mit Herrn F. Koch zwischen Ričice und Lovinac (Kroatien) in diesem Niveau auch Gyroporellen fand.

Diese Kalke sind gleich den *Lithiotis*-Kalken gut gebankt, dunkelgrau mit Einlagerungen von Dolomit und mit bituminösen Schieferlagen, in denen an einigen Punkten des Velebits Kohlenschmitzen gefunden wurden. Pflanzenreste oder größere künstliche Aufschlüsse sind mir jedoch aus diesen Schichten nicht bekannt geworden.

Mittlerer und oberer Lias.

Dieses Schichtglied ist eines der stratigraphisch am besten fixierten und am leichtesten kenntlichsten; denn auf ganze weite Strecken, im ganzen Velebit, in der Gegend von Knin, auch in Süddalmatien, nach Kerners Untersuchungen auch in der Gegend von Sinj und im Svilajagebirge, sind diese grauen gut gebankten Kalke stellenweise von unzähligen Exemplaren von *Lithiotis* (oder nach Reis *Cochlearites*) erfüllt. Diese sind meist sehr dickschalig, haften fest im Gestein und heben sich im Bruche durch die weiße kristallinische Schale gut von der dunkelgrauen Gesteinsmasse ab, in welcher sie bei der Verwitterung schlangenartige Wülste bilden. Den harten gebankten Kalken sind auch mergelige bituminöse Lagen eingeschaltet, aus welchen sich die Lithiotiden, doch meist in Bruchstücken, leicht auslösen lassen; dabei sind Stücke nicht selten, bei denen man die beiden aneinandergepreßten Schalen mit einem Taschenmesser bequem spalten kann. Ein solches Vorkommen fand ich an der Reichsstraße von Podprag nach Mali Halan. Außer den Lithiotiden sind auch andere Mollusken nicht selten, *Megalodus pumilus*, Chemnitzien, auch *Terebratula rozzoana*. Wie die unterlagernden Kalke, wechsellagern auch die *Lithiotis*-Kalke mit dolomitischen Lagen und Zonen.

Nach oben zu werden die von Fossilien erfüllten Kalkbänke

[1] In diesem Sinne ist Dr. v. Kerner geneigt, diesen Kalk- und Dolomitkomplex im Liegenden der *Lithiotis*-Kalke aufzufassen, obgleich er auch die Möglichkeit offen läßt, daß er liassisch sein könnte (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1907, pag. 270).

von plattigen, graurötlichen Mergeln und Mergelkalken abgelöst, in welchen ich bisher keine Fossilien fand, die aber zahlreiche unregelmäßige, in der Gesamterscheinung an die Lithiotiden erinnernde Wülste und Flecken erkennen lassen. Diese Zone ist meist sehr schmal, nur dort wo die Bänke sehr flach liegen, anscheinend breiter, wie am Südfuße des Debelo brdo zwischen Padjene und Knin. Ich habe dieselbe, in welcher gleichfalls dolomitische Zonen die Kalke und Fleckenmergel lokal ersetzen, auf der Karte zugleich mit den Lithiotidenschichten ausgeschieden, da ich vermute, daß sie oberliassisch sein könnte.

Zwischen diesen Fleckenmergeln und den dickgebankten Kalken der nächsten Gruppe lagert im Velebit, sowohl in den Jasle und an der Reichsstraße zwischen Podprag und Mali Halan als auch im Paklenicagebiete eine, im Mittel 50 Schritt breite Dolomitzone, die sich im Terrain oft recht deutlich abhebt. Fossilien fand ich bisher darinnen keine, doch scheint sie mir mit den tieferliegenden Schichten inniger verknüpft als mit den darüberliegenden, so daß ich sie als Endglied der *Lithiotis* führenden Schichten auffaßte und in diese Ausscheidung einbezog.

Jura.

Unter dieser Bezeichnung schied ich auf der Karte eine verhältnismäßig mächtige Schichtreihe fast durchweg mächtig, aber deutlich gebankter schwarzer oder eigentlich dunkelgrauer Kalke aus, denen auch einzelne Dolomitlagen eingeschaltet sind und welche im ganzen Velebit und nach Dr. v. Kerners Aufnahmen auch in Mitteldalmatien die Lithiotidenschichten (und Fleckenmergel) des Lias überlagern und wenigstens in der Gegend von Knin und in Mitteldalmatien von den hornsteinführenden Aptychenschiefern des Neokom (Tithon?) überlagert werden.

Bei den ersten Begehungen des Velebits im Jahre 1905 war ich der Ansicht, daß diese schwarzen Kalke der Unterkreide angehören könnten und habe dies in den Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1906, pag. 21 und 80, auch zum Ausdrucke gebracht. Doch sah ich im Jahre 1906 bei einer Querung des Svilajagebirges mit Dr. v. Kerner, der diese schwarzen Kalke für jurassisch zu halten geneigt war, daß diese Kalke im Svilajagebirge deutlich von den Lemeschschichten überlagert werden. Auch bei Knin machte ich später dieselbe Wahrnehmung, während im Velebit die dünnplattigen hornstein- und aptychenführenden Lemeschschichten völlig fehlen. Und zwar scheint mir dies nicht bloß in dem österreichischen Teile und, soweit ich kennen lernte, auch in Kroatien der Fall zu sein, sondern auch im gesamten Velebit. Denn zu der Ansicht von einem wahrscheinlich unterkretazischen Alter der in Rede stehenden Kalke waren auch vor mir schon die älteren Geologen, welche den Velebit studierten, gekommen. So F. Stoliczka (siehe Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1862, pag. 529), Foetterle und Hauer (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1868, pag. 446).

Von Fossilien enthalten diese Kalke in den oberen Lagen zahl-

reiche Foraminiferen, die sich jedoch bisher nirgends auslösen ließen, so daß lediglich in Dünnschliffen das Vorhandensein verschiedener Gattungen, besonders Textulariden und Milioliden auch höher organisierter Typen nachweisbar ist. Der Foraminiferenreichtum einzelner Schichten war schon den älteren Beobachtern aufgefallen. So schreibt Stoliczka 1862 (l. c.), daß im kroatischen Küstengebiete im „unteren Kreidekalke" sehr häufig alveolinenartige Foraminiferen auftreten, welche oft das ganze Gestein zusammensetzen. Stellenweise, wie nördlich von Zengg an der Küste, seien unter den Foraminiferen einzelne Quinqueloculinen und Orbitulinen bemerkbar. In bezug darauf bemerkt Hauer 1868, daß an einigen Stellen im kroatischen Küstenlande, namentlich bei Zengg und Kuttierevo zwischen Zavalje und Bielopolje, Foraminiferenbänke als dem Kalkstein eingelagert angegeben werden, daß man auch an den ihm vorliegenden Stücken von jenen Lokalitäten kleine, wie es scheine, konzentrisch schalige Körperchen beobachten könne, die an einigen Stücken durch ihre dunkle bräunliche Farbe scharf abstechen. Deutliche Foraminiferenstruktur sei jedoch an keinem derselben nachweisbar gewesen. Wie ich bereits oben bemerkte, sind jedoch Foraminiferen in diesen Schichten stellenweise sehr häufig (zum Beispiel bei Podprag, auch J. Felix konnte gelegentlich seiner *Cladocoropsis*-Untersuchungen massenhaft Foraminiferen in den Dünnschliffen wahrnehmen), doch nehmen bisweilen Dolomitsande durch Verwitterung ein foraminiferenähnliches Äußere an, während sich jedoch im Dünnschliffe deren anorganische Natur erkennen läßt. Vielleicht lagen Hauer Proben eines solchen Gesteins vor.

Außer den wenig charakteristischen Foraminiferen kommen in den oberen Lagen des in Rede stehenden Komplexes gut gebankter Kalke auch Korallen vor, die gleichfalls bereits von Stoliczka beobachtet und erwähnt wurden; „Einzelne Bänke dieses Kalkes (mit Foraminiferen, wie bei St. Jakob, Kriviput u. a. sind ebenso reich an Korallen aus den Sippen *Maeandrina* und *Cladocora*, deren spezifische Bestimmung jedoch ebensowenig möglich war, als jene der verschieden ausgewitterten Gastropoden, die man an einigen Lokalitäten findet." Gelegentlich der geologischen Neuaufnahme Dalmatiens wurde in diesen Schichten vom Kollegen Dr. v. Kerner in Mittel-, von mir in Norddalmatien das konstante Vorkommen einer an *Cladocora* erinnernden Koralle beobachtet. Herr Prof. J. Felix, der sich auf unsere Bitte der Mühe unterzog, diese Form genau zu untersuchen, fand [1]), daß hier eine neue Gattung und Art vorliege, die er *Cladocoropsis mirabilis* nannte und die am meisten mit den Spongiomorphiden übereinstimme, sich davon jedoch durch das Wachstum in ästig verzweigten Kolonien mit terminalen Kelchen, die schwache Entwicklung der Horizontalleisten ihrer Skelettrabekel, das gleichzeitige spärliche Auftreten von Traversen und das Vorhandensein einer echten, aus trabekulär struiertem Stereoplasma gebildeten Theca unterscheide, so daß er sie als *Cladospongiomorphinae* von dem massiven *Euspongiomorphinae* abtrennte.

Cladocoropsis mirabilis beobachtete ich im österreichischen Velebit sowohl in dolomitischen wie auch in kalkigen Lagen nördlich Podprag

[1]) Sitzungsber. d. naturw. Ges. Leipzig 1906, pag. 1—8, 5 Textfig.

an der nach Kroatien führenden Straße, in der Goruja bukva, südöstlich des Čovik (1032 *m*), am Mali Golić, Zvirjak und Javorov kuk, also in der ganzen Längserstreckung des Südwestflügels und stets in den oberen Lagen, in denen auch massige Breccienlagen vorkommen, welche petrographisch und landschaftlich den später zu besprechenden auffällig ähneln. Außerdem fand ich *Cladocoropsis* an der Bulma und am Weg dorthin (von der Forsthütte Paklenica aus) in Blöcken, die von den Felswänden zwischen Bulma und Crljeni kuk stammen, auch im Schutte des Babin kuk.

Massige graue Kreidebreccien.

Mit den im vorhergehenden besprochenen dunklen Kalken mit *Cladocoropsis* schließt im Velebit die Reihe der mehr oder minder deutlich gebankten Gesteine. Zwar sind auch schon den *Cladocoropsis*-Kalken einzelne heller-dunkelgraue Breccienlagen eingeschaltet, welche manchenorts eine Trennung dieser von den nächstjüngeren Schichten

Fig. 1.

nur schematisch durchführbar erscheinen lassen. Immerhin ist die Grenze zwischen den gebankten Jurakalken und Dolomiten im Terrain meist recht auffällig, da auf die namentlich den dolomitischen Partien entsprechenden sanfteren Terrainformen meist unvermittelt schroffe, wild zerrissene und verkarstete Zacken und Riffe folgen, wie ich an einigen Skizzen ersichtlich machte.

Diese massigen, manchmal an Dolomite erinnernden Breccien, welche eine ganze Kette von zackigen Kuppen zusammensetzen: die Tulove grede bei Podprag und weiter gegen Nordwesten zu den Vrh Prag, Ploče, Baranove ploče, Sopanj, Anić kuk, Pristovac, Vaganac peć, Bojnac, Stap u. a. sind meist hellgrau, mit meist spärlichem Bindemittel; doch kommen auch Lagen vor, wo die Breccien auch hellere und dunkelgraue-schwarze Gemengteile und ein bunteres Bindemittel aufnehmen. Diese Lagen sind von den dem Rudistenkalk eingelagerten Breccien nicht zu unterscheiden und die Trennung der massigen grauen Kreidebreccien von den jüngeren Kreideschichten kann dann lediglich schematisch durchgeführt werden. Vielleicht stellen die bunteren Kreidebreccien innerhalb der Verbreitungszone der massigen grauen Breccien lediglich Einfaltungsreste der jüngeren Kreideschichten dar, ähnlich wie ja eingefaltete Reste von Prominaschichten im Bereiche des Rudistenkalkes und der grauen Breccien vorkommen, wofür vereinzelte Funde von rudistenartigen Resten innerhalb dieser bunteren Breccien sprechen würden. Eine genaue diesbezügliche Klärung war mir bisher einerseits infolge der so gut wie gänzlichen Fossillosigkeit nicht möglich, anderseits infolge der beträchtlichen durch Kommunikationsarmut und hochgradiger Verkarstung bedingten Begehungsschwierigkeiten. Immerhin glaubte ich diese tieferen Breccien, obwohl ich bisher außer den erwähnten fraglichen Rudistenscherben keinerlei Versteinerungen daraus kenne, auf der Karte, wenn auch nur schematisch, abgrenzen zu sollen. Denn wie man sich beim Aufstieg von der Küste durchweg überzeugen kann, unterscheidet sich diese Zone grauer massiger Breccien im großen und ganzen recht auffällig von den darüber befindlichen Kalken und Breccien. Auch liegt die Vermutung nahe, daß in diesen tieferen eintönigeren Breccien ein Äquivalent der unterkretazischen grauen Chamidenkalke vorliegt, die weiter östlich im Bereiche von Knin—Drniš zwischen den Rudistenkalken und den (tithon-neokomen) Aptychenschiefern der Lemeschfazies lagern. Eine scharfe Grenze ist jedoch auch dort zwischen den als unter- und oberkretazisch angenommenen Kalken, Breccien und Dolomiten nicht vorhanden, zumal auch dort außerordentliche Fossilarmut bei petrographischer Eintönigkeit einer detaillierten Gliederung und Altersbestimmung hinderlich sind.

Während im gesamten Bereiche des österreichischen (und anscheinend auch des kroatischen) Velebites die grauen massigen Breccien direkt auf den schwarzen deutlich gebankten Kalken des Jura auflagern, schaltet sich weiter im Südosten (in der Gegend von Knin—Svilajagebirge) zwischen diese beiden Gesteinsgruppen eine zwar schmale aber sehr markante Gesteinszone ein: dünnplattige Kalkschiefer, die mit Hornsteinlagen wechseln, bald dunkel, bituminös, bald hellgelb sind, stellenweise reichlich Aptychen, Ammoniten und Fischreste eingeschlossen enthalten und höchstwahrscheinlich tithonen Alters sind.

Rudistenkalke und Breccien der Oberkreide.

Unter dieser Bezeichnung schied ich einerseits die typischen hellbraunen-grauen-weißlichen dichten Kalke mit Radiolitiden aus,

anderseits auch die grauen, rotgeäderten Kalke und die denselben vielfach eingelagerten und sie unterlagernden bunten Breccienkalke und Breccien. Wenn ich soeben von Ein- und Unterlagerung sprach, trotzdem Einfallen und Streichen der Kreidekalke am Velebithange meist nicht deutlich zu beobachten sind, und trotzdem die im folgenden zu besprechenden Einfaltungen oligocäner Schichten mit Sicherheit auf komplizierte tektonische Verhältnisse hinweisen, so geschah es vornehmlich, weil die geologischen Neuaufnahmen im mittleren Dalmatien (Kistanje—Drniš) und auf den dalmatinisch-istrischen Inseln (Cherso) ergaben, daß den tieferen Lagen des Rudistenkalkes graue, rotgeäderte, auch bunte Breccien eingelagert sind und weil das völlige Fehlen der cenomanen den Rudistenkalk in den norddalmatinischen Küstenfalten unterteufenden Dolomite am Velebithange und -fuße es nahe legt, daß hier das Cenoman in Form von Breccien anstatt von Dolomit entwickelt ist. Ist nun schon die Trennung dieses Kalk- und Breccienkomplexes von den im vorhergehenden besprochenen „grauen“ Breccien stellenweise eigentlich willkürlich, so wäre gar eine Trennung der Breccien von den Kalken nur mit einem nicht zu rechtfertigendem großen Zeitaufwande durchzuführen. Denn gleich den tieferen Breccien gehören auch die im oberkretazischen Kalkkomplex eingeschalteten Breccien dem wildesten Hochkarste an.

In dieser ganzen Zone der Oberkreide sind Fossilien im ganzen spärlich, anscheinend nur in den oberen Lagen vorhanden, so bei Starigrad (Sv. Jure).

Nördlich Ravanjska, an dem Wege, der vom Valle Modrić dorthin führt, etwa südlich 78, bald von der Stelle an, wo der auf der Spezialkarte eingezeichnete Weg mit dem neuen Fahrwege zusammentrifft, sind zahlreiche Exemplare von *Ostrea* (*Chondrodonta*) *Joannae Choff.* in etwas mergeligen Bänken des Rudistenkalkes eingeschlossen, zwar meist nur in Querschnitten, doch erkannte ich auch mit Sicherheit die grobgerippte Schalenoberfläche.

Konglomerate und Mergel der Prominaschichten.

Mitteleocäne Kalke (Alveolinen- und Nummulitenkalke), die auf der dem Velebit gegenüberliegenden Küste von Castelvenier—Ražanac und auch noch auf den im Canale della Montagna befindlichen Scoglien Ražanac gut entwickelt sind (vergl. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1905, pag. 272 u. ff.), fehlen dem Velebithang und der Küste, zu welcher dieses Gebirge sich abdacht, völlig. Dagegen kommen innerhalb der Kreidekalkzone mehrere räumlich beschränkte Streifen und Schollen von Konglomeraten vor, deren Gerölle zum Teil aus Nummuliten- und Alveolinenkalk bestehen und demnach jünger als mitteleocän sein müssen. Anderseits schließt das völlige Fehlen anstehender mitteleocäner Kalke in jenem Bereiche die Annahme eines neogenen oder noch jüngeren Alters für d i e s e Konglomerate aus und läßt für dieselben lediglich die Möglichkeit eines obereocänen oder oligocänen Alters übrig, die durch den Fund von großen Lucinen und Cerithien der Prominaschichten in den solche Konglomerate begleitenden Mergeln von Golubić bestätigt wird. An mehreren Punkten des Velebithanges

befinden sich Brunnen anscheinend mitten im Kreidekalk, doch ergibt die nähere Nachfrage, bisweilen auch frisch ausgehobenes Material, daß diese Brunnen, wie ja a priori wahrscheinlich ist, meist kleinen im Kreidekalk erhaltenen Mergelpartien ihr Dasein verdanken. Diese Mergel sind meist gelblich oder bläulich und mangels an Fossilien hielt ich sie bei der ersten Begehung dieses Gebietes im Jahre 1905 für neogen und erwähnte sie im Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1907, pag. 17, in diesem Sinne. Im Vorjahre wurden jedoch bei der Grčka lokva bei Golubić am Ostrande des Kartenblattes Benkovac—Novigrad bei neuen Grabungen mehrere Fossilien gefunden, von denen ich zwei Exemplare durch die Liebenswürdigkeit des Herrn Oberlehrers Anton Colnago in Obrovazzo erhielt, und zwar ein großes *Cerithium* und eine große *Lucina*, die einen Zweifel an dem Alter dieser Schichten als Prominamergel ausschließen. Interessant ist der Umstand, daß jener für die Altersdeutung dieser Mergel wichtige Fund bei Schürfungen auf Kohle gemacht wurde, die in, soviel bisher festgestellt wurde, unbedeutenden Mengen diesen Mergeln wie auch manchen anderen des Velebithanges (besonders bei Jović) eingelagert ist.

Prominamergeln dürften auch bei der großen Analogie mit der Grčka lokva die Brunnen von Muškovci ihr Dasein verdanken, obgleich ich in dem Brunnenaushub bisher keinerlei Fossilien fand.

Andere Brunnen und Lokven (Tümpel) sind jedoch durch dolomitische Partien auch vielleicht durch Reibungsschutt der Kreidekalke und Breccien bedingt, wie zum Beispiel die Lokva Meki bunar, der Radinovac bunar, an der Straße von Obrovazzo nach Podprag, die „Brunnen“ von Nekić, westlich welch letzterer dolomitische Schichten auf kurze Erstreckung auch zutage treten. Diese Wasserbehälter sind dann noch elender als die an die Mergel geknüpften, oft schon im Frühling und Vorsommer ekelerregende gelb und grün schillernde Pfützen, aus denen nicht nur Vieh sondern auch Menschen ihren Durst löschen.

Einige Brunnen, wie die auf der Spezialkarte nicht eingezeichneten bei der Häusergruppe der Knežević (östl. des Valle Modrič), scheinen nur an kleine zersetzte Eisentonnester geknüpft zu sein, wie ich ja bei Ravanjska und bei Seline beobachtete, daß die dortigen Bauxitnester vielfach temporäre Tümpel bilden.

Als möglicherweise durch oligocäne Mergel bedingt, möchte ich den Brunnen südöstlich des Sopanj halten (eigentlich sind es zwei: ein kalter klarer im Schatten und ein offener, beide wie fast alle Brunnen des Velebits von Molchen belebt). Ich sah hier bei den Gehöften der Knežević (Cičevice) frisch ausgehobenen gelben Lehm mit härteren Mergelleisten, auch mit Limonitkrusten, die mich so an diejenigen der Grčka lokva erinnerten, daß ich diesem Vorkommen, trotzdem mein Suchen nach Fossilien ergebnislos blieb, oligocänes Alter zuschreiben möchte.

Die übrigen auf der Karte als Prominaschichten eingetragenen Vorkommen sind durchweg auf eigene zweifellose Funde von Alveolinen- oder Nummulitenkalkgeröllen basiert: so abgesehen, von den beiden nördlich der Zrmanja im Ostteile des Blattes Benkovac

befindlichen, eine Konglomeratzone, welche südlich Riminić den von Močilo gegen Seline führenden Weg quert, an der Küste zwischen der Kirche und dem Gasthause der Brüder Versić in Starigrad, in der Umgebung des Brunnens zwischen 334 und 421 westlich des Vitrnik, am Wege von der Velka rovina gegen die Küste südwestlich der Gehöfte Sienokos, in der Umgebung des großen Brunnens auf der Kuppe östlich Jović, auf weitere Erstreckung am Strandwege südlich der Kapelle Madonna della Trinità zwischen Starigrad und Tribanj, in kleineren Partien im Karste nördlich dieser Kapelle und in der zweiten Schlucht östlich davon und westlich des Ortes Tribanj (im Bereiche des Kartenblattes Pago) am Wege gegen Lisarica.

In diesen Konglomeratvorkommen gelang es mir, sichere Eocänfossilien (Alveolinen oder Nummuliten) zu finden und außer diesen sicheren Prominakonglomeraten habe ich nur eine kleine Konglomeratpartie noch ausgeschieden, in der ich keine Fossilien fand, die mir aber infolge des zu ausgesprochen konglomeratischen Charakters (aus weißen und schwarzen Kalkgeröllen) oligocän zu sein scheint: nämlich in der Tiefe des Valle Modrić, dort wo der Weg von Starigrad nach Jasenice über den Torrenten setzt.

Sonst unterließ ich es auf eine bloß verdächtige, vermutlich tertiäre Gesteinsbeschaffenheit hin, einzelne Vorkommen von der Kreide abzutrennen. Doch verhehle ich mir keineswegs, daß innerhalb der Kreidebreccien noch gar manche oligocäne Partien eingeschaltet sein dürften, in denen es mir bisher noch nicht glückte Nummuliten oder Alveolinen zu finden, oft sind solche Foraminiferenkalkkonglomerate lose und dadurch schon auffällig, wie bei Jović, südlich der Madonna della Trinità, am Vitrnik, bisweilen kommen jedoch auch wie nordöstlich dieser Kapelle Nummulitiden in bunten Breccien vor, die völlig den kretazischen gleichen. Auch ist die Abgrenzung der oligocänen Schichten von den kretazischen durchweg schwer durchzuführen, so daß es sehr leicht verständlich wird, wenn die älteren geologischen Erforscher dieses Gebietes diese räumlich durchweg beschränkten Oligocänvorkommen übersahen. So bildet das Tertiär von Jović obertags eine Ellipse von etwa 100 Schritt Länge und 50 Schritt Breite, so daß auch wenn ja hier ein 1 *m* mächtiges Lignitflöz vorhanden wäre, wie die Bauern der Umgebung behaupten, an eine praktische Verwertbarkeit dieses zweifellos eingefalteten Tertiärrestes nicht gedacht werden könnte. Auch das Kohlenvorkommen zwischen den beiden Vitrniks hat keine günstigeren Aussichten.

Gleichwie ich lediglich verdächtige Konglomerate nicht ausscheiden zu sollen glaubte, tat ich es auch nicht mit all den verschiedenen gelben oder bräunlichen-rötlichen Lehmen, an welche verschiedene Brunnen und Tümpel des Velebithanges im Bereiche des Blattes Medak geknüpft sind und von denen glückliche Funde vielleicht manche als oligocän erkennen lassen werden, wie zum Beispiel die hellgelben Mergel und harten sowie weichen, auch eisenschüssigen rotbraunen Sandsteine nordwestlich des Gehöftes Poljak, nahe dem linken Koziačagehänge.

Süßwasserneogen.

Neogene Absätze sind im Bereiche des österreichischen Velebites nur in geringen Partien erhalten geblieben, obwohl sie wohl einst eine größere Ausdehnung besaßen. Wenn ich von den im folgenden zu besprechenden alten Schottern vorläufig absehe, sind es eigentlich nur ganz spärliche Vorkommen, die mit Sicherheit hierher gestellt werden können und es ist leicht erklärlich, daß sie den Augen der älteren Geologen, welche die Übersichtaufnahme dieses Gebietes vornahmen, entgingen.

Vor allem erwähnenswert ist das Vorkommen von Neogenmergeln am Bilibrig von Seline (am weißen Ufer) zwischen der Pt. Pisak und den Scoglii Scrapelj. Die Küste wird dort, wo sie eine Steilküste bildet, von dickgebankten bis plattigen, zumeist sehr weichen, gelblichen, nur in den spärlichen kalkigen Lagen gräulich-bräunlichen Mergeln gebildet, die stellenweise ganz fossilleer sind, stellenweise dagegen reichilch, allerdings nicht besonders gut erhaltene Blätter und andere Pflanzenreste eingeschlossen enthalten, nach Herrn Dr. v. Kerner, welcher dieselben einer freundlichen Durchsicht unterzog:

cf. Bumelia areadum Ung.
Juglans parschlugiana Ung.
Rohrfetzen.

Auffällig scheint hier das völlige Fehlen der auf dem seit alters bekannten Neogenvorkommen von Pago dominierenden Nadelbäume.

Stellenweise kommen auch mehr vereinzelte Mollusken vor, und zwar nebst Congerien- und Unionenresten und *Neritina*, besonders eine große *Paludina*, die ich mir *P. Kerneri* zu nennen gestatte.

In dünnen Zwischenlagen dieser sicher neogenen Ablagerung fand ich dünne Lagen von plastischer Terra terra.

Überlagert werden diese Mergel von den Konglomeraten des alten Schuttkegels der Kleinen Paklenica, durch welche geschützt sie offenbar erhalten blieben. Stellenweise sind diese an der Küste durch Unterwaschung der Mergelbänke niedergebrochen, doch kann man stets deutlich sehen, daß diese Konglomerate auf den Mergeln lagern. Lokal, besonders im westlichen Teile, ist die Basis der Konglomerate intensiv rot gefärbt, der vermutlich diluviale Torrent scheint hier eine auf den Mergeln lagernde Terrarossalage vorgefunden zu haben, wie eine solche sich an der Basis der altquartären Sande vielfach findet.

Die Grenzzone zwischen den Mergeln und den löchrigen Konglomeraten ist besonders im östlichen Teile gut wahrnehmbar und anscheinend scharf. Die Mergel werden nach oben zu wohl sandig, aber einen Übergang konnte ich nicht wahrnehmen.

Die Mergel lagern im ganzen horizontal, doch ist bisweilen eine flache Neigung gegen das Meer wahrzunehmen.

Aus in den über den Mergeln lagernden Konglomeraten sind sandige Mergellagen eingeschaltet, doch unterscheidet sich die aus einer derselben gewonnene Flora (nach Dr. Kerner Buchen- und ? *Vaccinium*-Blätter) wesentlich von derjenigen der zweifellos neogenen

Mergel, für deren näheres Alter mir allerdings bisher keinerlei Anhaltspunkte zur Verfügung stehen.

Ein zweites Vorkommen von neogenem Süßwassermergel befindet sich am Wege von Seline nach Obrovazzo beim Gehöfte Antičević (Provalja der Spezialkarte). Zwischen diesem und der Küste ist hart am unteren Strandwege eine kleine (etwa 1 *m* mächtige) Partie eines gelblich-grünlichgelben lockeren, auch festen kalkigen Mergels derzeit auf nur einige Schritte Länge aufgeschlossen, der *Bythinia tentaculata*, *Planorbis* und besonders reichlich Deckel der ersteren Form eingeschlossen enthält. Die aufgeschlossene Mergelpartie wird von Kreideschutt überlagert.

Ähnlich sind die zwei ganz kleinen Neogenpartien an der gegenüberliegenden Küste zwischen Castelvenier und dem Ždrilo, die ich schon 1905 (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., pag. 280) näher besprach.

Auch das Mergelvorkommen von Bilišani an der Zermanja (gleich den zwei vorigen auf Blatt Benkovac) habe ich schon früher (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 469 ff.) eingehend dargestellt. Von den weiter gegen Knin zu gelegenen Neogenvorkommen will ich hier absehen und nur noch dasjenige von Žegar an der Zermanja kurz besprechen, da auch dieses ja schließlich am Südfuße des Velebithanges gelegen ist.

Schon zwischen den Gehöften Ušćebrka und dem Fahrwege von Bogatnik nach Žegar sieht man unter der Ackererde in seichten Gerinnen gelbliche und bläuliche sandige Mergel, die zwar fossilleer, aber den an mehreren Orten im Žegarpolje zutage tretenden neogenen Mergeln sehr ähnlich sind. So besteht der Kirchenhügel mit Sv. Jure aus fast horizontal gelagerten dünnplattigen, gelblichen bis bläulichgrauen Mergeln und sandigen Mergeln, die auch den naheliegenden Feldern vielfach zugrunde liegen und nur von einer schwachen, spärliches Getreide bedingenden Humusschicht bedeckt sind. Von Fossilien sind hier *Bythinia tentaculata* stellenweise häufig, besonders auch südöstlich davon im Wasserriß nördlich Paić, woselbst die Mergel auch schokoladefarben sind. Die Mergelschichten sind gegen das Polje zu geneigt und umschließen hier Blöcke von Rudistenkalk, die bereits schöne Karrenbildung aufweisen, deren Vertiefungen mit Mergel ausgefüllt sind.

Auch der fast sterile Vorsprung westlich Sernaderi besteht aus diesen Mergeln, die hier nebst *Bythinia*-Steinkernen häufig Blätter führen, nach freundlicher Durchsicht Herrn Dr. v. Kerners:

Planera Ungeri Ett.
Populus latior A. Br. var. rotundata,
cf. Carpinus grandis Ung.
Characeenstengel (besonders bei der Kirche von Sv. Jure).

Im Buchenwäldchen dieses Vorsprunges kommen soviel Rudistenkalkblöcke vor, zum Teil anscheinend auch anstehend, daß denselben wohl eine ähnliche Klippe wie bei Sv. Jure zugrunde liegen dürfte. Hier sind besonders die obersten Schichten sandig und dort, wo

einige der flach nordöstlich einfallenden Schichtflächen entblößt sind, eigentümlich geschrammt. (Richtung der Schrammen etwa NO.)

Auch am Nordrande des Poljes von Žegar beobachtete ich kleine Partien von Neogenmergeln südöstlich und südlich von Miić Ljubičić, an einer Quelle und am Zermanjaufer, sodann südöstlich und südwestlich von Bijansko, wo sie in beiden letzteren Fällen von vermutlich diluvialen Konglomeraten überlagert werden, die jedoch tiefer liegen als die Neogenmergel am Südrande des Poljes.

Diluviale Konglomerate.

Die Schuttkegel der beiden Paklenicatorrenten bestehen einerseits aus losen rezenten, anderseits aus älteren, zu Konglomeraten verfestigten Geröllen (meist aus grauen—schwarzen Kalken). Diese Konglomerate sind gut ersichtlich am Strande in Starigrad beim neuen Forsthause und im östlichen Teile des Schuttkegels des kleinen Paklenicatorrenten; hier liegen sie deutlich über den im vorhergehenden besprochenen neogenen Süßwassermergeln und enthalten dünne Lagen von sandigen Mergeln eingeschaltet. In einer derselben an der Küste nordöstlich der Scoglii Scrapelj, die gleichfalls aus solchen durch die Meeresbrandung zerfressenen Konglomeraten bestehen, fand ich zahlreiche Pflanzenreste, die Herr Dr. v. Kerner freundlichst einer Durchsicht unterzog [1]) Leider ermöglichte der ungünstige Erhaltungszustand nur eine annähernde Bestimmung, daß nämlich die Hauptmasse der Blätter wahrscheinlich von Hain- oder von Hopfenbuchen stamme (*Carpinus* oder *Ostrya*). Außerdem kommen darin auch kleine Blättchen vor, die zu *Vaccinium* gehören könnten. Diese Pflanzenreste ermöglichen leider nicht festzustellen, ob diese Konglomerate aus dem jüngeren Pliocän oder aus dem Diluvium stammen, was sehr bedauerlich ist; denn wenn ich in der Überschrift diese Konglomerate als diluvial bezeichnete, so tat ich dies in der Annahme, daß die für Dalmatien nicht unbeträchtlichen Konglomeratmassen mit einer Vergletscherung des Velebites im Zusammenhange stehen und demnach diluvialen Alters sein dürften.

Auch spricht die lokal zwischen den Konglomeraten und den Neogenmergeln ersichtliche Terra rossa dafür, daß zwischen der Ablagerung der Mergel und der Überschüttung derselben mit den Geröllen des alten Paklenicatorrenten ein längerer Zeitraum verstrich. Auf die Vermutung, daß die Konglomerate vordiluvial sein könnten, brachten mich die geologischen Verhältnisse in der Umgebung von Knin, wo auf den neogenen Süßwassermergeln ganz ähnliche Konglomeratmassen lagern, welche jedoch später teilweise zerstört wurden und jetzt in bisweilen recht großen Blöcken in Schuttmassen eingebettet sind, die gegen die jungen Alluvien der Butišnica und Kerka scharf absetzen. Doch wäre es möglich, daß die Konglomerate dem älteren, die Schuttmassen dem jüngeren Diluvium angehören, worüber ich bei der weiteren Aufnahme des Kartenblattes Knin größere Klarheit zu erhalten hoffe.

[1]) F. v. Kerner, Pflanzenreste aus dem älteren Quartär von Süd- und Norddalmatien. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1907, pag. 333 ff.

Die an der Küste von Starigrad—Seline ersichtlichen Konglomerate sind, wie bereits erwähnt, fluviatiler Natur und nicht etwa Strandbildungen, wie von früheren Autoren betreff der Konglomerate im nördlichen Teile des Morlackenkanales (Zengg) angenommen wurde. Denn sie kommen auch in den Schluchten der Großen und Kleinen Paklenica vor, und zwar in Form von Gehängeterrassen und zwar besonders in den Weitungen der Schluchten, die durch mehrfache Kalkriegel getrennt werden.

Am weitesten reichen diese alten Konglomeratmassen in der Großen Paklenica hinauf; ja sie sind besonders mächtig und landschaftlich auffällig im oberen Teile, wo die Paklenica ein Längstal bildet, und zwar am rechten Ufer von der Schlucht an, welche beim ärarischen Pflanzgarten einmündet, bis zum Mosak. Sie setzen daselbst mit senkrechten, fast überhängenden Wänden gegen den Abhang ab und der zwischen ihnen und dem Wildbache befindliche Raum ist vielfach mit deren Schutt bedeckt, der auch am rechten Hange hoch hinaufreicht. Sie bilden auch die senkrechten Wände oberhalb des Gehöftes Knezević, ja die Hütten und Ställe von Ramić sind ganz in deren Klüfte hineingebaut. Gegen die Brezimenjača zu nehmen sie an Mächtigkeit ab, sind hier und am rechten Ufer der Brezimenjačamündung am Mosakhang in ein Haufwerk von zum Teil sehr großen Trümmern aufgelöst, ebenso am linken Paklenicagehänge zwischen dem Klimentafuß und Mosak, sind auch wie in dem ganzen Oberlauf viel mit Gehängeschutt bedeckt, so daß man streckenweise die Terrassennatur nicht sogleich erkennt.

Außer den mit steilem Absturze gegen die Terrasse von Knezević abfallenden anscheinend dünngebankten Konglomeraten und Breccien gibt es aber am Umbug der Paklenica aus der Längs- in die Quertalrichtung auch zum Teil sehr grobe Konglomerate oder vielmehr Schuttmassen, deren kleinere Gemengteile gerollt sind und die fast ausschließlich aus *Cladocoropsis*-Kalk bestehen. Diese stammen wohl wenigstens bezüglich der großen Blöcke großenteils vom Velebithange zwischen Crljeni und Babin kuk, sind aber wohl sicher auch noch von dem einst weit stärkeren Torrenten fortbewegt worden, denn man sieht auch vom Mosak aus deutlich, wie sie am Klimentahang terrassenartig angelagert sind. Vom Hause des Dujam Knezević aus möchte man anfangs geneigt sein, an eine mit Horizontalverschiebung verbundene Querverwerfung des Klimentakalkes zu denken, doch ergibt eine nähere Untersuchung, daß dieser triadische Klimentakalk von diesen meist jurassischen Kalken der Terrasse wesentlich verschieden ist. Eine nähere Trennung der alten Konglomerat-, Breccien- und Schuttmassen wurde nicht durchgeführt.

Vom Umbug der Großen Paklenica aus der Längs- in die Quertalrichtung werden die diluvialen Konglomeratmassen weniger mächtig, heben sich auch infolge stärkerer Bewaldung weniger als im Oberlaufe und im untersten Teile der Schlucht vom anstehenden Gestein ab.

Die Konglomerate der Kleinen (mala) Paklenica sind im ganzen weniger mächtig und innerhalb der Schlucht weniger weit verbreitet als die der Großen, im Schuttkegel dagegen in größerem Umfange erhalten; auch hier wurde wie bei dieser auch alter verfestigter Ge-

hängeschutt in die Ausscheidung der Konglomeratmassen einbezogen. Unter den rezenten losen Geröllen der Kleinen Paklenica kommen nicht gar selten Gerölle von bunten Jaspisbreccien vor, die aus den Raibler Schichten stammen, die am Fuße des Vlaškigrad eine verhältnismäßig weite Verbreitung haben. Es scheint mir nun hervorhebenswert, daß den diluvialen Konglomeraten der Kleinen Paklenica solche Jaspisgerölle, so viel ich sah, ganz fehlen, woraus sich ergibt, daß die Ausbildung des Oberlaufes der Kleinen Paklenica viel jünger ist als die des Oberlaufes der Großen Paklenica, was auch schon aus den alten Schottermassen im Längstale derselben erhellt. Vereinzelte Jaspisgerölle in den diluvialen Terrassen der Kleinen Paklenica würden sich aber dadurch erklären lassen, daß sie aus der schmalen Zone der Raibler Schichten aus dem Südwestflügel der Pakleniceantiklinale stammen, während die zahlreichen rezenten Gerölle von roten und bunten Breccien erst infolge Ausbildung des jetzigen Quellgebietes der Kleinen Paklenica an die Küste gelangen konnten.

Außer im direkten Bereiche der beiden besprochenen Haupttorrenten finden sich auch noch einige weitere kleine Partien ähnlicher Konglomerate im Küstengebiete, so bei Gjurlmović, südwestlich Reljan, in der kleinen von der Punta tanka westwärts begrenzten Bucht und am Unterlaufe des Torrente Koziača, dessen Oberlauf mit großen alten zu Konglomeraten verfestigten Schottermassen erfüllt ist und der einst bedeutend größere Wassermengen enthalten haben mußte. Aus Konglomeraten und losen Geröllen ist der Schuttkegel, welcher die Kuppe 940 bildet, aufgebaut, desgleichen die Ebene zwischen Lukić stan und Zvirjak sowie der östliche Teil der Mala rovina und Zavrata, die Ebene südlich der Mala rovina. In diesen beiden letztgenannten sieht man, daß der jetzige Torrent sich teils in dem losen Schotter, teils in den festen Konglomeraten und in den Jurakalken ein neues, doch noch wenig tiefes Bett genagt hat. Übrigens erweist sich dieser Torrent auch dort, wo er die Kreidekalke und -breccien durchbricht als in einem viel weniger vorgeschrittenen Stadium befindlich als die Paklenicatorrenten. Abgesehen von einigen Stellen, wo er etwas ausgeweitet ist, ist er cañonartig mit zum Teil beiderseits senkrechten Wänden eingeschnitten, allerdings meist nur 2—4 *m* tief und erst im letzten Abschnitte tiefer. Wie erwähnt, zeigt er beim Herantritt ans Meer Spuren alter, über seinem jetzigen Niveau gelegener Terrassen, die indessen aus groben eckigen, in feinkörnigem Schotter und Schutt eingebackenen Gemengteilen bestehen.

Im Bereiche der Zermanja sind solche diluviale Konglomerate zwar spärlicher, fehlen jedoch nicht ganz, wie vielfach in der Literatur behauptet wurde. So fand ich solche Konglomerate bisher über neogenen Mergeln am Nordrande des Žegarpolje bei Bijanko, und zwar nur wenige Meter über dem jetzigen Zermanjawasserspiegel. Bemerkenswert ist, daß die Liegendmergel dieser Konglomerate an der südlichen Umrandung des Poljes bedeutend höher liegen als diese Konglomerate. Ein kleiner Überrest ehemaliger Terrassen befindet sich bei Žegar auch westlich der Brücke über die Zermanja am Fußwege gegen Prodanović über gelbem Mergel; auch hier lagern Reste derselben Mergel höher als die Konglomeratbänke und diese höher

gelegenen tragen wie bei Žegar keine Konglomerate, so daß wohl in beiden Fällen eine prädiluviale Senkung der betreffenden, jetzt tiefer gelegenen Mergelpartien und dann erst die Aufschüttung der Gerölle angenommen werden kann.

Außerdem beobachtete ich kleine Partien offenbar diluvialer Konglomerate an der Zermanjabrücke bei Padjene und bemerkte, daß solche bei Palanka im Quellgebiete der Zarmanja eine relativ große Verbreitung besitzen, auch viel höher über dem jetzigen Flußniveau liegen als bei Padjene und Žegar. An der Zermanjabrücke bei Padjene befindet sich eine kleine Partie löcheriger, teilweise aus verfestigtem Gehängeschutt bestehender Breccien und von feinkörnigen Konglomeraten vor der Brücke in einer Mächtigkeit von höchstens 10 *m* und gegenüber dem Očetovski mlin eine weitere kleine Konglomeratpartie aus gut gerundeten Gemengteilen, gleich der vorigen teils auf obertriadischem Dolomit, teils auf verfestigtem Gehängeschutt.

Bauxit.

Am Velebithange ist Bauxit nur spärlich vorhanden und nur in ganz kleinen Partien. Mir ist bisher nur ein einzig sicheres Vorkommen bekannt: bei Seline, nördlich des Gehöftes Gjusup, wo ich Ende Mai 1905 am Westrande einer kleinen Lokva (Tümpel) typischen Bauxit anstehen sah. Es dürften wohl noch mehrere so kleine Partien im Kreidekalk vorhanden sein, doch dürften sie infolge der Undurchlässigkeit zur Bildung von Brunnen und Lokven Anlaß gegeben haben und so der Beachtung entgangen sein. Von praktischer Bedeutung sind diese Bauxitvorkommen infolge der geringen Quantitäten und Abgelegenheit wohl keinesfalls.

Terra rossa

ist im ganzen selten und nur in so untergeordneten Mengen vorhanden, daß sie nirgends zur Ausscheidung kam. Bemerkenswert ist jedoch die intensiv grellrote Farbe mancher Teile von Dolinenausfüllungen, wie zum Beispiel der Doline von Jurlina, südlich des Borovnik, und zwar wenn man vom Kleinen Mocilo kommt rechts.

Kalktuff.

Kalktuffbildungen sind im österreichischen Velebitbereiche auffallend selten und spärlich. So fand ich ganz geringfügige Vorkommen am rechten Ufer der Großen Paklenica (zwischen der Forstschutzhütte und dem Pflanzgarten).

Ein fossilreiches, wenngleich schon eigentlich außerhalb des Velebitbereiches liegendes Kalktuffvorkommen stellte ich am Ostrande des Žegarpoljes, beim Eintritt der Zermanja ins Polje, fest, das zahlreiche Schnecken enthält, besonders

Valvata sp. sp.
Bythinia tentaculata
Succinea sp.
Pyrgula annulata und
Pisidium sp. sp.

In diesen Kalktuffmassen liegen offenbar die Überreste eines alten Wasserfalles vor.

Andere Kalktuffe enthalten Blätter, doch meist in wenig günstigem Erhaltungszustande (vergleiche Kerner, Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1907, pag. 339).

Rezenter grober Quarzsand.

Im untersten Teile des in das Valle Modrić mündenden Torrenten ist zwischen den Kalkblöcken ein grober Sand auffällig (im Durchschnitt von Erbsengröße), der zumeist aus schwarzen Kieselschiefer- und weißen Quarz- und Quarzitbestandteilen besteht, daneben sind auch glimmerige graurötliche Sandsteine vorhanden. Er ähnelt sehr den Gemengteilen des oben (pag. 360) erwähnten Konglomerats des Valle Modrić, unterscheidet sich jedoch dadurch, daß er im Gegensatz zu dem aus hellen und dunklen Kalkgeröllen bestehenden Konglomerat aus fast lauter kieseligen Gemengteilen besteht.

Diese kieseligen Gerölle sind mir sonst aus meinem Aufnahmsgebiete nicht bekannt, außer in den Sandsteinen der Werfener Schichten und der Grenzlage gegen den Muschelkalk. Dagegen sind solche kieselige Gerölle weit im „Karbon“ von Sv. Rok verbreitet. Ich verfolgte den „Quarz“sand, wie ich dieses für eine kartographische Ausscheidung zu wenig ausgedehnte Vorkommen kurz bezeichnen will, im Torrenten aufwärts, bis er vor dem zweiten umzäunten Kulturengebiete bei einem großen Spei- (und Saug-)loche, der Modrička jama, aufhört. Aus diesem Speiloche und einigen zurzeit verschütteten Spalten weiter ober- und unterhalb müssen diese Quarzsande zutage gefördert worden sein, da ich weder weiter aufwärts im Torrenten noch am Gehänge irgendeine Spur dieser so charakteristischen im Kalkterrain auffallenden kleinen kieseligen Gerölle fand.

Nach den Angaben des Herrn Marko Maričić, Lehrers in Seline, speit diese Modrička jama nach starkem Regen tatsächlich große Wassermengen aus und soll sie bis $1^1/_2\,m$ hoch werfen.

Ich erwähnte dieses Vorkommen ausführlicher, weil dadurch diese Verbindung der Modrička jama mit den Abflüssen des Likaner Karbonterrains erwiesen ist.

Eruptivgestein?

Eruptivgesteine vermochte ich im Bereiche des österreichischen Velebites nirgends zu beobachten, weder anstehend noch in Lesesteinen oder Geröllen. Doch will ich nicht unerwähnt lassen, daß Herr Ante Desković aus Almissa in der Großen Paklenica an dem von Sv. Rok nach Starigrad führenden Fußwege bei der alten abgebrannten Forsthütte ein Stück eines Eruptivgesteins gefunden zu haben versichert. Er brachte es im Frühjahr 1906 in das chemische Laboratorium der k. k. geologischen Reichsanstalt in der Meinung, daß es sich um ein Erz handle; nach einer freundlichen Mitteilung von Dr. T. Ohnesorge ist dieses Gestein, welches ein grobkörniges Gemenge von Plagioklas und Titaneisenerz bildet und auch Biotit, Spinell, Rutil und einen monoklinen Pyroxen enthält, als ein titaneisenreicher Anorthosit nahe-

stehender Gabbro zu bezeichnen. Das Stück ist keineswegs geröllartig gerundet und ich zweifle stark, daß es tatsächlich aus der Paklenica stammt, möchte eher annehmen, daß es seiner Schwere und seines erzähnlichen Aussehens wegen vielleicht von Bosnien gebracht und Herrn Desković, als aus der Paklenica stammend, übergeben wurde.

An der Kreideküste von Starigrad fand ich einige mit Korallen überkrustete Stücke eines dioritähnlichen Eruptivgesteins, dessen Anstehendes ich jedoch bisher nicht auffinden konnte. Vielleicht stammen sie überhaupt gar nicht aus diesem Gebirgsabschnitte.

Vergleich der Velebitgesteinsfolge mit derjenigen der Lika und der Gegend von Knin.

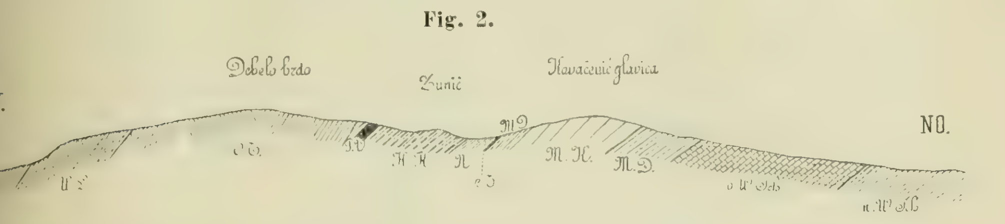
Die Lika ist noch geologisch verhältnismäßig wenig durchforscht, immerhin läßt sich nach den Aufnahmen der älteren Geologen und den von mir in den Jahren 1905 und 1907 (im letzteren gemeinsam mit Herrn Ferdo Koch aus Agram) ausgeführten Turen soviel ersehen, daß gar manche auffallende Unterschiede zwischen dem Likaner und dem Paklenicagebiete herrschen. Vor allem ist das Karbon in einer mächtigen Folge von Schiefern und Sandsteinen entwickelt, auch von Fusulinenkalken. Während diese Schichten jedoch möglicherweise auch unter den Neoschwagerinen- und Mizzienkalken und -Dolomiten der Paklenica lagern könnten, fehlen diese letzteren der Lika, dafür ist dort eine reiche Folge von Konglomeraten und Breccien entwickelt, über deren genaue stratigraphische Zugehörigkeit genaue geologische Begehungen der Lika wohl Klarheit bringen werden. Typische Werfener Schichten konnte ich bei Sv. Rok nicht wahrnehmen. Auch die dortige Ausbildung der oberen Trias scheint einigermaßen von derjenigen der Paklenica abzuweichen. Lias, Jura und Kreide dagegen scheinen im wesentlichen mit den analogen Formationen des Velebites zu stimmen.

Weit auffälliger ist jedoch der Unterschied der Velebittrias von jener der Gegend von Knin, speziell der Gegend von Debelo brdo—Plavno. Paläozoische Bildungen sind hier bisher noch nicht sicher nachgewiesen, nur einige dunkle Kalke an der Basis der unteren Werfener Schichten als mutmaßliches Äquivalent des Perms gedeutet.

Untere Werfener Schichten mit basalen Gipsstöcken, sowohl bunte als auch glimmerige Schiefer und Sandsteine sind bei Knin viel mächtiger entwickelt als im österreichischen Velebit, außerdem die grauen Mergelkalke der oberen Werfener Schichten mit zahlreichen Ceratiten und Naticellen, welche in Velebit ganz fehlen. Auch Kalke und Dolomite des Muschelkalkes sind bei Knin mächtiger entwickelt, außerdem Schiefer, Hornstein- und Pietraverdelagen der Buchensteiner und Wengener Schichten, deren Überreste im Velebit offenbar in Gestalt der bunten Jaspisbreccien des Raibler Niveaus (Vlaškigrad) vorliegen. Äquivalente der Raibler Schichten sind in der Kniner Gegend (Strmica) und zwar als schwarze kohlenführende Schiefertone mit *Myophoria Kefersteini* entwickelt. Die obertriadischen Dolomite des Paklenicaaufbruches wechseln nicht mit hellen Kalken wie am Debelo brdo, wo diese reiche Faunen von Brachiopoden, Gastropoden, Bivalven, Crinoiden etc. einschließen. Lias und *Cladocoropsis*-Kalke sind dagegen

beiderseits annähernd gleich entwickelt, die Aptychen- und Fischschiefer des Tithon-Neokoms (Lemeschfazies) der Kniner Gegend fehlen jedoch im Velebit völlig (vergl. Kerner, Verh. d. k. k. geol. R. A. 1907, pag. 297). Um die Schichtfolge der Kniner Trias zu illustrieren, gebe ich in beifolgender Figur 2 das Profil durch das Debelo brdo.

Fig. 2.



Lith. = Lithiotiskalke. — *U. L.* = Unterer Lias. — *O. T.* = Obertrias. — *P. V.* = Pietra verde. — *H. K.* = Hornsteinkalk. — *N.* = Schiefer mit Noriten. — *r. T.* = Rote Tone. — *M. K.* = Muschelkalk. — *M. D.* = Muschelkalkdolomit. — *o. W. Sch.* = Ob. Werfener Schichten. — *u. W. Sch.* = Unt. Werfener Schichten.

II. Aufbau des Gebietes.

Der Bau des österreichischen Velebitanteiles.

Wenn wir von dem kretazischen zur Küste, beziehungsweise zur Zermanja sich abdachenden Gehänge absehen, dessen Bau komplizierter ist und in den Einzelheiten noch nicht völlig geklärt werden konnte, besitzt der österreichische Velebitanteil zwischen Stap (Tribanj) und Crnopac im wesentlichen einen recht einfachen Bau. Er besteht nämlich aus einer bis ins Oberkarbon aufgebrochenen Aufwölbung, deren Südwestflügel im großen und ganzen verhältnismäßig regelmäßig gelagert ist, deren Nordostflügel dagegen auf eine große Strecke absank, und zwar in derartigem Umfange, daß dortselbst das Karbon direkt an Lias und Jura stößt.

Daß im österreichischen Velebitanteile im wesentlichen eine Aufwölbung vorliegt, erkannte bereits G. Stache gelegentlich der Übersichtsaufnahme vor nun fast einem halben Jahrhundert. Doch war ihm damals die Paklenicaschlucht infolge des Räuberunwesens unzugänglich, und so kann es nicht befremden, wenn er von der Stražbenicaeinsattlung aus, wohin er, wie ich aus der Manuskriptkarte ersehe, am Vaganac vorbei, über Pod Rovinom und die Velka Rovina gelangt war, die Neoschwagerinendolomite des Oberkarbons der Großen Paklenica von den ganz ähnlichen obertriadischen Dolomiten des Südwestflügels von weitem nicht zu unterscheiden vermochte, sondern die den Kern des Aufbruches bildenden Karbondolomite für Triasdolomite des Nordostflügels hielt und eine regelmäßige, zum Niveau der Werfener Schichten aufgebrochene Antiklinale in der Übersichtskarte verzeichnete.

Weniger verständlich ist es jedoch, daß im Jahre 1900 Herr Univ.-Prof. Dr. K. Gorjanović-Kramberger[1]) die fossilführenden karbonen Dolomite und Kalke in ihrer größten Breite schräg querte, ohne ihr Alter zu erkennen, oder das angebliche triadische Alter auch nur in Zweifel zu ziehen. Auch der gesamte Komplex des Jura und Lias entging als solcher vollständig seiner Beachtung, so daß diese „Arbeit“ am besten weiter unberücksichtigt bleibt. Sie wurde hier lediglich erwähnt, um nicht den Vorwurf mangelhafter Literaturbenützung zu verdienen.

Im folgenden will ich einige geologische Details des in Rede stehenden Gebietes des näheren besprechen, und zwar zunächst das präkretazische Aufbruchsterrain und sodann die kretazischen Küstenhänge zwischen Tribanj und Krupa.

Der Kern des Paklenicaaufbruches.

Es ist einer der wenigen dalmatinischen Forste, welcher den Oberlauf der Großen und der Kleinen Paklenica begleitet und weiter gegen Nordwest in die Velika Rovina hinüberreicht. Und zwar nicht nur ein halbverkümmerter Eichen- oder Buchenbestand oder Macchienwald, wie vielfach im Küstengebiete, sondern ein prächtiger hochstämmiger Buchen- und Föhrenwald, der vom Küstengebiet und Meere fast gar nicht bemerkbar, im hauptsächlichen an die Aufbruchszone des Karbons und der Werfener Schichten geknüpft ist. Zu den wildesten, weil am schwersten zugänglichen Partien, gehört das Quellgebiet der Kleinen Paklenica, das von der Längsschlucht der Großen Paklenica durch eine quer zum Schichtstreichen herausmodellierte Wasserscheide („Martinov mirilo“) getrennt ist. Die Große Paklenicaschlucht besteht einerseits aus dem Oberlauf des Großen Paklenicatorrenten und der von der Stražbenicaeinsattlung herabkommenden Brezimenjača. Der Oberlauf der Großen Paklenica verläuft, abgesehen vom Quellgebiete der Ivine vodice, durchweg in bunten Werfener Schichten, folgt also nicht der Aufbruchsachse, da die paläozoischen Schichten im wesentlichen den Nordosthang der Brezimenjača – Paklenicaschlucht einnehmen. Der Oberlauf des Großen Paklenicatorrenten verläuft also nicht in einem Antiklinaltale, wie bisher angenommen wurde, sondern in einem Isoklinaltale, um dann in einer im wesentlichen als Kataklinaltal zu bezeichnenden Schlucht zur Küste durchzubrechen.

Auch die Brezimenjača ist teilweise in den Werfener Schichten, teilweise jedoch auch im Perm oder Permokarbon eingeschnitten.

Die Werfener Schichten bilden das auch von weitem am leichtesten erkennbare Schichtglied des Paklenicaforstes, im Gegensatze zu den paläozoischen Kalken und Dolomiten, die ohne nähere Untersuchung leicht mit den triadischen, jurassischen und liassischen verwechselt werden können. Sie sind jedoch nur im Südwestflügel des Aufbruches vorhanden und fehlen dem reduzierten Nordostflügel so gut wie völlig, denn die vom Nordfuße des Vlaškigrad zum Quell-

[1]) Geologijske i hydrografijske crtice sa Velebita (Glasn. hrv. naravosl. dr. XI, 1900, Agram).

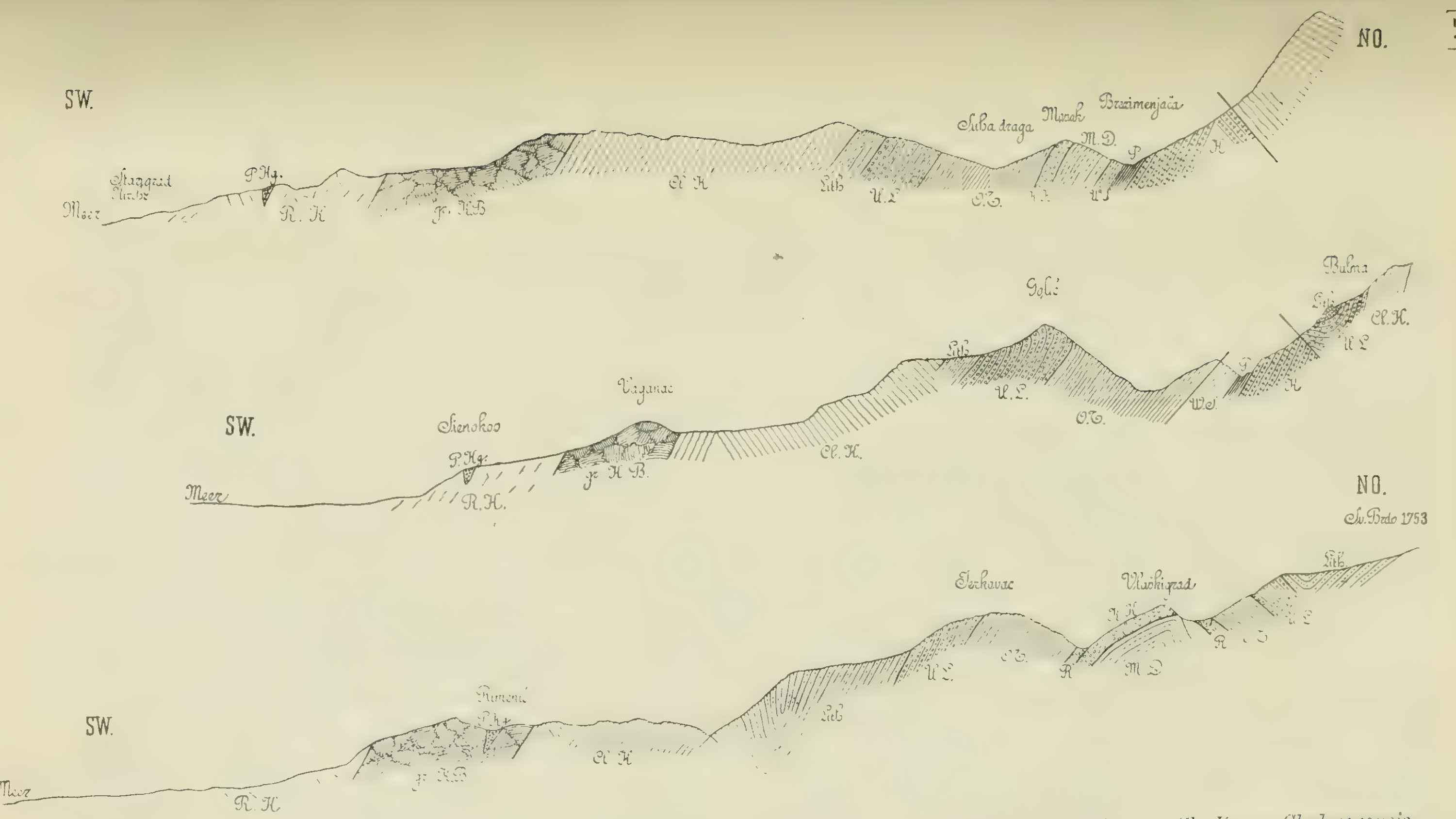


Fig. 3. *P. Kg.* = Prominakonglomerat. — *R. K.* = Rudistenkalk. — *gr. K. B.* = Graue Kreidebreccie. — *Cl. K.* = *Cladocoropsis*-Kalk. — *Lith.* = Lithiotiskalk. — *U. L.* = Unterlias. — *O. T.* = Obertrias. — *R.* = Raibler Schichten. — *K. K.* = Klimentakalk. — *M. D.* = Muschelkalkdolomit. — *W. S.* = Werfener Schichten. — *P.* = Perm. — *K.* = Karbon.

gebiete der Ivine vodice und etwas darüber hinaus streichenden bunten Schichten, welche von weitem für Werfener Schichten gehalten werden könnten, gehören der oberen Trias — den Raibler Schichten — an. Dieses Fehlen der Werfener Schichten im Nordostflügel scheint mir bemerkenswert, da am Ostschlusse des Paklenicaaufbruches die Schichtfolge beider Flügel sonst am regelmäßigsten ist und man namentlich an dem weißen massigen Kalke des Vlaškigrad schön die antiklinale Schichtstellung wahrnimmt. Doch ist der Nordostflügel bereits hier im Gegensatze zu dem flacher, regelmäßiger gelagerten Südwestflügel abgeknickt.

Die weißen von bunten Raibler Schichten überlagerten Kalke des Vlaškigrad begleiten den nördlichen Rand des Quellgebietes der Kleinen Paklenica und sind dann noch in den Kuppen 1253, 1035 und 1095 obertags erhalten; weiter gegen Nordwest zu vermochte ich sie in dem infolge lokal massenhaften Gehängeschuttes und dichter Bewaldung weniger gut erschlossenen Nordostgehänge der Paklenicalängsschlucht nicht mehr wahrzunehmen und vom Babin kuk an fehlen sie gleich den anderen triadischen Schichtgliedern im Nordostflügel vollkommen. Östlich vom Babin kuk an bis über die Stražbenica tritt das Karbon an einer Störungslinie direkt an Lias- oder Jurakalke. Die den Steilabfällen des Sveto brdo — Vaganski vrh-Kammes zunächst befindlichen Partien der Karbondolomite sind übrigens zumeist von Trümmern der jurassischen Kalke völlig überdeckt, so daß es immerhin möglich ist, daß unter diesen noch einzelne, eingeklemmte mesozoische Fetzen erhalten sind.

Wie ich vorhin sagte, ist der Südwestflügel der Paklenicaantiklinale verhältnismäßig regelmäßig gelagert und seine Schichten lassen zumeist ein südwestliches Einfallen erkennen. Doch sind auch einige bemerkenswerte Störungen vorhanden. So keilt der Klimentakalk und auch der Muschelkalkdolomit am Mosakrücken allmählich aus und von der Stražbenicaeinsattlung an stoßen die Werfener Schichten an einer Längsbruchlinie direkt an obertriadische Dolomite; es kommen jedoch weiter nordwestlich am Westende des Werfener Schieferaufbruches zwischen den Werfener Schichten und der oberen Trias noch vereinzelte Partien grauer Mergelkalke und Dolomite mit Crinoiden zutage, die vermutlich Muschelkalk sein könnten. Doch lassen sie sich gegen die obertriadischen Dolomite nicht scharf abgrenzen. Die Werfener Schichten, die in der Großen Rovina an Breite beträchtlich zunehmen, bestehen dortselbst aus einem Wechsel von roten und graugelben Schiefern und Sandsteinen; sie bilden nicht nur die von der Stražbenica sichtbare, schütterbewaldete Zone, sondern sind auch im dichten Walde vorhanden, nur vielfach von Humus überdeckt. Sie sind an zahlreichen kleinen Querstörungen gegeneinander verschoben, was bei dem Farbenkontrast recht auffällig ist.

Am Torrente Koziača schließt sich der Aufbruch unterliassischer Kalke und weiter nordwestwärts verschmälert sich auch die *Lithiotis*-Kalkzone, indem die massigen *Cladocoropsis*-Kalke des Vilini—Babica-(eigentlich Bobika)kammes allmählich tiefer herabrücken und sich schließlich mit denen des Zvirjak zu einer einheitlich nordwestwärts streichenden Zone vereinen.

Verschiedene Unregelmäßigkeiten in der Lagerung weisen besonders die *Cladocoropsis*-Kalke des Südwestflügels auf. Bald fallen sie größtenteils mäßig steil südwestlich, bald sind sie jedoch steil gestellt, ja auf geringere oder größere Ausdehnung überkippt, besonders zwischen der Velka Rovina und dem Vaganac, wo nur die dem Vaganac benachbarten Bänke südwestwärts, die Hauptmasse der Bänke jedoch nordöstlich einfällt.

Auch am obertriadischen Dolomit und besonders an den dünngebankten *Lithiotis*-Schichten sind sekundäre Überkippungen und lokale oder auch weithin zu verfolgende Störungen ersichtlich. Die vielfachen Knickungen und Störungen, die man an den *Lithiotis*-Schichten bei der Querung des Südwestflügels am Fußwege vom Močilo nach Seline wahrnimmt, stehen im Zusammenhange mit der Einfaltung von *Cladocoropsis*-Kalken in den *Lithiotis*-Schichten, die man im Torrente Orljača recht gut wahrnehmen kann.

Rascher als gegen Nordwesten zu schließt sich der Triasaufbruch der beiden Paklenice gegen Südosten. Die massigen Klimentakalke umsäumt eine nur am Ostende etwas breitere Zone bunter Raibler Schichten (Jaspisbreccien, rote und gelbe Mergel, dunkle Kalke etc.), sodann obertriadischer Dolomite und unterliassischer Kalke, während die *Lithiotis*-Schichten des Südwestflügels sich mit denen des Sv. Brdohanges vereinen und weiter südostwärts über den infolge der sie bildenden Dolomite und Fleckenmergel wie ein Kahlkopf aus Buchengestrüpp hervorragenden Kleinen Golić ziehen, südlich Mali Halan die Reichsstraße von Obrovazzo nach Sv. Rok queren und in die Male und Duboke Jasle weiterstreichen. In der Gegend südlich des Kruh und Veliki Golić scheinen jedoch noch einzelne Schollen *Cladocoropsis*-Kalke eingefaltet zu sein, doch konnten die diesbezüglichen Einzelheiten des bereits jenseits der Grenze gelegenen Gebietes noch nicht genau festgestellt werden.

An der Reichsstraße zwischen Podprag und Mali Halan führt die erste Straßenschleife noch in Rudistenkalken und bunten Breccien, sodann quert die Straße die Zone der tieferen, massigen, meist eintönig grauen Breccien, doch sind auch dieser noch einzelne buntere Bänke eingelagert und bald nach Abzweigung des in die Gornja bukva führenden Fußweges beginnen die dickgebankten südwestlich einfallenden dunklen Kalke und Dolomite, die bei der ersten folgenden Straßenwindung die für dieses Niveau bezeichnende Koralle *Cladocoropsis mirabilis Fel.* in nicht seltenen Exemplaren enthalten. Kurz bevor die Straße für eine kurze Strecke aus der Nordsüd- in die Ostwestrichtung biegt, beginnt der oben beschriebene Komplex südwestlich einfallender Schichten: Dolomit, Fleckenmergel und *Lithiotis*-Kalke, denen auch mehrfach Bänke mit *Megalodus pumilus*, Chemnitzien, Terebrateln und anderen Fossilien eingelagert sind. Vor Mali Halan werden sodann die petrographisch sich wenig verändernden Bänke fossilleer (oder enthalten nur wenig bestimmbare Fossilreste) und werden bald jenseits der Grenze von Dolomiten der oberen Trias unterlagert, welche sich durch üppige Bewaldung und sanftere Terrainformen von den jüngeren Schichten unterscheiden.

Das Kreideterrain des Velebithanges.

Die Straße, welche von Obrovazzo über Podprag, Mali Halan nach Sv. Rok führt, ist zunächst in Prominakonglomerate eingeschnitten. Östlich des Gehöftes Maričević jedoch erscheinen unter den eo-oligocänen Konglomeraten Kreidekalke, stellenweise mit Rudistenquerschnitten, die hier wie auch an anderen Querungen zunächst den Konglomeraten einen antiklinalen Bau erkennen lassen. Weiter bergaufwärts wird der Bau unklar: den Kalken sind unregelmäßig Breccienlagen mit rotem Bindemittel eingeschaltet, das Einfallen und Streichen wechselt oft auf kurze Strecken derart, daß auf eine starke Zertrümmerung dieser Kreidezone am Velebitfluß geschlossen werden muß, oft ist jedoch weithin infolge Zerklüftung und intensiver Verkarstung kein Einfallen mit Sicherheit erkennbar. Dieser Wechsel von grauen und hellen Kalken mit meist bunten Breccienlagen hält bis Podprag an und ist in der ganzen Längserstreckung dieser Kreidezone von der kroatischen Grenze bei Tribanj an bis gegen den Zermanjaursprung zu verfolgen. Fossilien sind darin nur in undeutlichen Überresten vereinzelt vorhanden; so fand ich südöstlich des Pripovac rudistenähnliche Scherben in einer bunten Breccie, auch an der Straße unterhalb Podprag vor der ersten Serpentine in einer Kalkbank inmitten der Breccie; auch an dem Fußwege, der von Krupa nach Gračac führt, fand ich nahe der Reichsgrenze in bunten Breccien einen *Radiolites*-Querschnitt, doch bin ich bei diesem letzteren Funde nicht sicher, ob nicht ein in ältere Kreidebreccien eingefalteter Oberkreiderest vorliegt, ähnlich wie ja weiter im Westen (bei Starigrad — Tribanj) mehrfach jüngere (oligocäne) Konglomerate in den Kreidebreccien eingefaltet vorkommen.

Die an der Straße zwischen Obrovazzo und Podprag ersichtliche Unklarheit über Streichen und Fallen der Kalke ist auch in dem ganzen breiten den Velebitfluß bildenden als „obere Kreide" ausgeschiedenen Streifen wahrzunehmen. Doch liegt in demselben sicherlich nicht der Kreidekomplex eines einheitlichen Faltenflügels vor, sondern die Reste mindestens zweier Sättel, da an mehreren Stellen, wie bereits erwähnt, zunächst der mit Prominaschichten ausgefüllten Mulde von Obrovazzo Südwest- und dann deutliches Nordosteinfallen der Schichten wahrnehmbar ist. Auch deuten die bei Golubić und Muskovci, sowie weiter westlich bei Starigrad und Tribanj vorhandenen Überreste oligocäner Einfaltungen auf einen komplizierten Bau. So beobachtete ich u. a. eine antiklisch Schichtstellung der Rudistenkalke an der Kuppe östlich Burić, das Einfallen der Kalke scheint dort ähnlich wie bei Podprag gegen die tieferen Kreidebreccien vorzuwalten, auch noch östlich von Knezević (Seline) sah ich Nordosteinfallen, ebenso eine antiklinale Stellung zwischen Versić (Starigrad) und dem Vitrenikbrunnen etc.

Auffällig ist es, daß die im Küstengebiete allenthalben unter dem Rudistenkalke zutage tretenden mürbsandigen Dolomite im Velebitbereiche wenn nicht ganz fehlen, so doch nur ganz untergeordnet vorhanden sind, in so unbedeutendem Umfange, daß sie kartographisch nicht ausgeschieden werden konnten. So bemerkte ich solche dolo-

mitische Zonen nördlich und nordöstlich von Jasenice und nördlich von Bilišani in der Umgrenzung des Neogengebietes von Bilišani, hier aber anscheinend mit weißen und rötlichen subkristallinen Kalken der obersten Kreide verknüpft. Da nun einerseits die unter den rudistenführenden Kalken der Küstenfalten zutage tretenden Dolomite im Velebite fehlen, anderseits daselbst in analoger geologischer Position Breccien weit verbreitet sind, liegt es nahe, in diesen bunten Breccien zeitliche Äquivalente jener cenomanen-unterturonen Dolomite zu sehen.

Im ganzen österreichischen Velebite gehen diese verhältnismäßig bunten Breccien und mehr oder weniger brecciösen Kalke wie bereits im stratigraphischen Teile erwähnt wurde, nach unten zu in Gesteine über, die sich zwar nicht scharf davon trennen lassen, deren Gesamtkomplex sich aber zweifellos von den erstbesprochenen Kalken und Breccien unterscheidet. Unter diesen bunten Breccien lagert nämlich eine Zone zumeist eintönig grauer brecciöser Kalke und Breccien ohne buntes Bindemittel, die zumeist fester als die erstbesprochenen sind. Dieser petrographische Unterschied gelangt auch im landschaftlichen Bilde dadurch zum Ausdruck, daß diese massigen grauen Breccienkalke infolge der Verwitterung auffällig schroffe Abstürze und eigenartig zerrissene und wilde Zacken und Spitzen bilden. Schön sind diese eigenartigen landschaftlichen Typen oberhalb Podprag ersichtlich, wo besonders die Tulove grede weithin sichtbare Steilabstürze bilden, indes lediglich gegen Südwest, während man von Nordost unschwer dieselben besteigen kann. Außerdem sind noch zahlreiche andere Höhen im Bereich dieser Zone mehr oder weniger wild zerrissen, zum Beispiel die auf der Karte als Sopanj, Jelovac, Baranove ploče, Paripovac, Ploče, Kulina, Vrh Prag, Brunčovac, Segestin, Vilenski vrh, Porlok, Ladin vrh etc. bezeichneten.

Daß diese auch auf der topographischen Karte ersichtliche Zone von scharfen Kämmen und Zacken, wenn auch zum allergrößten Teil, so doch nicht durchwegs aus eintönigen grauen Breccienkalken besteht, wurde bereits im stratigraphischen Teil erwähnt. Außerdem kommen jedoch ähnlich verwitterte schroffe Höhenformen schon in oberen Partien der *Cladocoropsis*-Kalke vor und sind auch hier durch eine ähnliche brecciöse Gesteinsbeschaffenheit bedingt, wie zum Beispiel an der Straße von Podprag nach Mali Halan die als Kraljičina vrata bezeichneten Höhen und mehrfach am Wege in die Gornja bukva. Diese Erscheinung veranlaßte mich ursprünglich an eine innigere Verknüpfung der grauen Breccienkalke und *Cladocoropsis*-Kalke zu glauben und die Möglichkeit eines unterkretazischen Alters für die letzteren in Erwägung zu ziehen, bis die in der Gegend von Knin und im Svilaja wahrnehmbare Zwischenlagerung von Lemeschkalken zwischen den grauen Chamiden- und den *Cladocoropsis*-Kalken mich von dieser Meinung abbrachten.

Deutliche Schichtung ist an den grauen tieferen Kreidebreccien infolge der massigen Ausbildung und hochgradigen Zerklüftung sowie Verkarstung fast nirgends wahrzunehmen. Doch kommen ähnlich wie in den bunten Breccien und Rudistenkalken (nur seltener) eigentümliche Quetschungszonen vor, in denen die Breccien und Kalke förm-

lich geschiefert erscheinen. Solche Schieferungszonen beobachtete ich beim Aufstieg gegen den Sopanj, westlich des Vitrenik, zwischen Dolac und Rimenić, nördlich Jović, südlich Jović gegen die Mali Ledeni und am Ostrand dieser Ebene, am Wege von Busleta zum Brunnen Nadmirilom, am Fußweg, der südlich der Dočici gegen die erste Straßenausbiegung oberhalb Podprag führt etc.

Zum Schlusse möchte ich noch einer besonders im Gebiete dieser kretazischen Kalke und Breccien beobachteten Erscheinung gedenken: Ich sah nämlich öfters auf einem meist nur beschränkten Raume Kalksinterbildungen von konzentrischem Querschnitt in zusammengeschwemmter roter Erde und fand bei näherer Untersuchung, daß es sich um Basalquerschnitte von mit der Spitze in dieser Erde steckenden Tropfsteinen handelt. Offenbar liegen in diesen Vorkommen jetzt durch Denudation bloßgelegte mit Terra rossa ausgefüllte alte Höhlenräume vor, deren Decke mit großen Tropfstein- und Sinterbildungen geschmückt war. Ich beobachtete solche alte Tropfsteinhöhlen besonders an der Küste westlich Starigrad, zwischen Knezević und Magas, südlich Rimenić, in der Doline westlich des Sopanj, beim Abstieg von der Bukva gegen „Zelenikovac“—Baričević und im Vitrenikgebiet oberhalb Tomić.

III. Paläontologischer Anhang.

In diesem Abschnitt will ich lediglich die Mikrofossilien des Karbons der Paklenica näher besprechen, nämlich die Foraminiferen und Kalkalgen, über welche ich bereits in den Verhandlungen der k. k. geol. R.-A. 1907 eine vorläufige Mitteilung machte.

Neoschwagerina Yabe 1903.

Die für die Altersdeutung bedeutsamste Foraminifere ist *Neoschwagerina craticulifera Schwag.*, die besonders in den hellen Dolomiten der Großen (auch der Kleinen) Paklenica stellenweise außerordentlich häufig ist, da manche Bänke ganz mit dieser auch makroskopisch auffälligen Form erfüllt sind. Auch in den schwarzen Kalkeinlagerungen im Dolomit kommt sie noch vor, scheint jedoch den unteren schwarzen Kalken und Schiefern, die in dem ehemaligen Schurfschachtte auf der Wiese des Parić (Parića livada) aufgeschlossen waren, zu fehlen.

Die norddalmatinischen Exemplare sind bald typisch ausgebildet, bald etwas kugeliger. Die Struktur der Schale ist durch die Dolomitisierung meist undeutlich geworden, weshalb auf Taf. XVI, Fig. 1 ein Exemplar aus Süddalmatien („Matković“, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1907, pag. 212) abgebildet wurde. Bei diesen Exemplaren sind alle Details der Schalenstruktur sehr günstig erhalten und ich glaube nicht, daß H. Douvillé mit seiner kürzlich ausgesprochenen Deutung der Fusulinidenstruktur als zellig imperforiert recht hat, da ich an

meinen süddalmatinischen Stücken deutliche Perforierung wahrzunehmen glaube. Doch will ich darüber später einmal ausführlicher berichten.

Sumatrina Volz 1904.

Im Karbon des Velebites fand ich diese Form (*Sumatrina Annae*) zwar bisher nicht, doch kommt sie in dem sonst recht ähnlichen Neoschwagerinenkalk Ssüddalmatiens vor und ich stellte in Fig. 2 auf Taf. XVI ein Fragment im Dünnschliff dar, welcher das feine sekundäre Netzwerk zwischen den Balken des Hauptseptennetzes deutlich erkennen läßt.

Nummulostegina velebitana n. g. n. sp.

Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1907, pag. 212.
Neues Jahrb. für Min. . . 1907, Bd. II, pag. 252.

Aus dem Schwagerinendolomit der Großen Paklenica präparierte ich einen kleinen Nummulitiden, welcher äußerlich ganz einem *Nummulites* glich; auf beiden Seiten war nur der letzte Umgang zu sehen, und zwar äußerlich etwa 20 schwach geschwungene Septa, die in einer deutlichen Nabelscheibe zusammenliefen. Der Parallelschliff ergab 5—6 Umgänge (die zentrale Partie war teilweise infolge Umkristallisierung, teilweise infolge eines Nabelpfeilers nicht ganz deutlich zu beobachten), mit 22 Kammern im letzten, 21 im vorletzten, 18 im drittletzten und 12 im 1. oder 2. Umgang.

Fig. 4 (Textfigur).



Nummulostegina velebitana nov. gen. nov. spec.

Während jedoch das Äußere ganz auf einen Nummuliten schließen ließ, zeigte sich im Schliff, daß die Septa kein Kanalsystem besitzen, auch nicht ganz herabreichen, so daß der innere Bau dem von *Amphistegina* entspricht. Von dieser Gattung unterscheidet sich aber unsere Form durch das nummulitenartige Äußere, indem die für *Amphistegina* charakteristischen sekundären Septenteilungen auf der Unterseite fehlen, auch ist die Gestalt dicker als bei *Amphistegina* selbst und, soviel ich beobachten konnte, völlig symmetrisch.

Aus einer solchen Form konnten sich einerseits durch Ausbildung von Kanälen in Septen und Dorsalstrang die echten karbonen Nummuliten entwickelt haben, anderseits durch unregelmäßiges Wachstum und kompliziertere Septierung auf der Unterseite Amphisteginen. Ich schlug daher in den eingangs zitierten Notizen in der Annahme, daß diese Form einem gemeinsamen Vorfahren von *Nummulites* und *Amphistegina* nahe steht, den Namen *Nummulostegina* vor.

Nach Zittels „Paläontologie“ (auch in dessen neuester Auflage) sollen sich die ältesten Nummuliten (*N. pristinus*) „durch den Mangel eines inneren Kanalsystems im Dorsalstrange“ von den „echten Nummuliten“ unterscheiden. Danach könnte man versucht sein, diese ältesten Typen des Karbon (vielleicht auch die des Jura) etwa als *Palaeonummulites* von den tertiären abzugrenzen, doch entspricht die Zittelsche Bemerkung nicht den Tatsachen. Denn Brady bildete bei seinem *N. pristinus* ein zweifelloses Kanalsystem im Dorsalstrange ab, das zwar einfacher ist als das der hochspezialisierten eocänen Nummuliten, sich in analoger Ausbildung aber auch bei den jüngeren und jüngsten Nummuliten wieder finden dürfte.

In bezug auf seine Größenausmaße steht der Nummulitid des Velebites wenigstens in dem bisher einzigen Stück in der Mitte zwischen dem belgischen *Nummulites pristinus* (0·85—0·36 *mm*) und dem russischen *N. antiquior Rouill.* u. *Vos.* (3·5—4, ja bis 12 *mm*).

Er besitzt einen Durchmesser von 1·4 *mm* und eine Dicke von 0·8 *mm.*

Valvulina — Tetrataxis — Valvulinella.

Ich kann mich nicht der Ansicht von Möller und Schellwien anschließen, daß dem Vorhandensein einer mehr oder weniger stark ausgeprägten Zentralhöhlung ein solcher Wert beigemessen werden muß, daß darauf die generische Abtrennung von *Tetrataxis* und *Valvulina* gerechtfertigt würde. Einzelne Typen wie Möllers *var. gibba* (von *V. conica*) oder Schellwiens *T. maxima* besitzen ja in der Tat einen auffallend großen Zentralraum, und ich finde es begreiflich, daß man diese Valvulinen wenigstens subgenerisch abzugrenzen suchte. Doch gehen diese Formen anscheinend völlig in solche ohne stärker markierten Zentralraum über, je nachdem der Innenrand der späteren Kammern auf die vorhergehende Kammer der gegenüberliegenden Reihen übergriff oder auf die vorhergehende Kammer derselben Reihe aufsetzte. Eine Ursache zur Ausbildung so stark ausgeprägter Zentralhohlräume konnte also in einer geringeren Plasmazunahme liegen, als erforderlich gewesen wäre, um auf die Kammern der gegenüberliegenden Schalenhälfte überzugreifen. Diese geringere Plasmazunahme könnte man also, wo sie vereinzelt auftritt, etwa als seniles Merkmal betrachten, nicht jedoch dort, wo diese Eigentümlichkeit sich an so zahlreichen Exemplaren konstant vorfindet wie bei Schellwiens *Tetrataxis maxima.*

H. B. Brady hat 1876 die *Tetrataxis*-Formen zu *Valvulina* gezogen und ganz damit vereint; ebenso haben es in neuerer Zeit Chapman und andere getan. Dennoch glaube ich, daß das Merkmal

der starken Zentralhöhlung wenigstens zur Charakterisierung einer von den typischen karbonen Valvulinen abzweigenden und bald aussterbenden Seitenlinie gebraucht werden könne, für welche dann der alte Ehrenbergsche Name *Tetrataxis* in Gebrauch bleiben könnte. Ich setze dabei die Angaben eines so gewissenhaften Forschers mit so großer Erfahrung wie Brady es war betreff des Hohlraumes als richtig voraus, da ja die Längsschnitte, die Brady von *Valvulina „palaeotrochus“* gab, keine gemeinsame Zentralhöhlung erkennen lassen und doch gewiß kein Grund zur Annahme vorliegt, daß Brady, dem völlig ausgelöste Objekte zum Schleifen zur Verfügung standen, die Längsschnitte nicht median geführt haben sollte, sondern so randlich, daß der weite Zentralhohlraum nie getroffen worden wäre. Überdies sagt auch C. Schwager („China“ pag. 147), daß diese zentrale Höhlung auch ganz fehlen zu können scheine.

Was das Verhältnis von *Valvulina „palaeotrochus“ Ehr.* zu *Valv. (Tetrataxis) conica Ehrb.* bei Möller anbetrifft, kann ich mir mangels an genügendem Vergleichsmaterial kein Urteil bilden. Brady, Möller, Schwager u. a. haben beide Namen als Synonyma aufgefaßt und waren nur über die Priorität im unklaren. Dennoch scheint es mir nicht ausgeschlossen, daß die englischen Valvulinen tatsächlich wenigstens teilweise hohlraumlos sind und die russischen äußerlich ähnlichen gleich den alpinen Schellwiens sich infolge der Zentralhöhlung davon unterscheiden. Die letzteren sind ja auch in Beziehung auf die Kammernzahl innerhalb der Umgänge zu unterscheiden, die von 3—4, höchstens 5, bei den russischen bis auf 12 Kammern („Segmenten“) in den letzten Umgängen bei den alpinen steigt.

Die karbonen Valvulinen haben sich jedoch außer durch stärkere Ausbildung eines Zentralhohlraumes auch noch in anderer Richtung hin fortentwickelt. Schon Brady beschrieb als *Valvulina Youngi* eine *Valvulina*, deren Kammern durch zahlreiche sekundäre Septa so untergeteilt sind, daß an Schliffen ein förmliches engmaschiges Netzwerk ersichtlich ist. (1876 Taf. IV, Fig. 6—9.) Soviel aus diesen Figuren ersichtlich ist, erfolgte bei dieser Art die Septenbildung derart, daß zunächst ein (möglicherweise auch zwei) Längssepten sich ausbildeten, von denen zahlreiche kleinere radialgestellte Septen zu den Hauptkammerwänden führen. Für Valvulinen von dieser komplizierten Innenstruktur, deren Typus *V. Youngi Br.* ist, gebrauchte ich bereits früher (Verh. k. k. geol. R.-A. 1907, pag. 212, Neues Jahrb. f. Min. etc. 1907, II, pag. 248) den Namen *Valvulinella*.

Im Oberkarbon der Paklenica fand ich nun, wie bereits an jenen Stellen erwähnt wurde, eine weitere *Valvulina* mit sekundären Septen — *Valvulinella* — die in bezug auf die Kammerung ein primitiveres Stadium als *Valvulinella Youngi* darstellt.

Valvulinella Bukowskii, wie ich diese neue Form (Taf. XVI, Fig. 7) nennen will, gleicht äußerlich flachen Vavulinen des *Valvulina palaeotrochus-conica*-Kreises, unterscheidet sich jedoch dadurch von diesem, daß die Kammern durch 3—7 Sekundärsepta quergeteilt sind. Ich kenne diese interessante Form nur aus zwei Dünnschliffen, weiß daher nicht, ob eine merkliche Zentralhöhlung vorhanden war. Die Schliffe zeigen keine solche, sondern lassen nur erkennen, daß Mündungswülste vor-

handen waren, und ich glaube, daß die Form nicht an *Tetrataxis* — Vavulinen mit Zentralhöhlung — sondern an die echten Vavulinen anzuschließen ist. Übrigens stirbt auch diese höherspezialisierte Seitenlinie noch im Paläozoikum aus.

Cornuspiriden.

Nubecularia ist aus dem australischen Permokarbon in neuerer Zeit durch Chapman in reicher Individuenentfaltung bekannt geworden, während bis dahin Angaben über paläozoische Nubecularien spärlich und unsicher waren. *Spiroloculina* soll angeblich im Permokarbon von Tasmanien vorkommen, und sonstige Milioliden zitiert Schellwien in J. Enderle „Über eine anthracolithische Fauna von Balia Maaden in Kleinasien" (Beitr. z. Pal. Öst.-Ung., XIII. Bd., pag. 101) nebst Fusuliniden (*Miliola spec.*) und fügt hinzu, er kenne dieselben auch aus dem japanischen Fusulinenkalk (Akasaka), Bellerophonkalk und aus dem russischen Zechstein. Schellwien beschreibt dieselben nicht weiter, sondern sagt nur nebenbei, es sei „eine kalkige Parallelform zu *Agathammina*". Da ihm nun dieselben anscheinend nur aus Schliffen bekannt waren, möchte ich vermuten, daß es sich mit diesen „*Miliola*"-Exemplaren, vielleicht auch mit den tasmanischen paläozoischen Spiroloculinen, ähnlich verhalten könnte wie mit denen des dalmatinischen Karbons.

Wie die Photogramme Fig. 4 und 5 auf Taf. XVI erkennen lassen, erinnern manche der im Karbonkalk der Paklenica vorkommenden Querschnitte auffallend an Querschnitte von *Triloculina* und *Quinqueloculina*, also *Miliola* und es ist erklärlich, wenn auf Grund solcher Figuren das Vorkommen von echten Milioliden im Paläozoikum behauptet wird.

Indessen scheint mir diese Deutung der Figuren als Milioliden nicht nur nicht zwingend, sondern sogar ziemlich bedenklich. Obwohl die besonders durch Häusler bekannt gewordene Entwicklung der Milioliden durch *Ophthalmidium* aus Cornuspiren im Lias nicht ausschließt, daß sich auch schon im Paläozoikum aus Cornuspiriden echte Miliolen entwickelten, so lassen andere Schliffe, wie ich auf Fig. 3 und 6 darstellte erkennen, oder wenigstens mit großer Wahrscheinlichkeit vermuten, daß lediglich mehr oder weniger unregelmäßig aufgeknäuelte Cornuspiriden vorliegen, deren Wachstum noch kontinuierlich und nicht miliolenartig abgesetzt war.

Solche aufgeknäuelte Cornuspiriden wurden, soweit diejenigen mit kieseliger Schale in Betracht kommen, von Rzehak als *Glomospira* bezeichnet (später von Rhumbler als *Gordiammina*), ein Name, der sich meines Erachtens auch auf die kalkig imperforierten Formen recht gut ausdehnen läßt. Ich glaube den Namen *Glomospira* um so mehr sowohl für die kalkigen als auch für die kieseligen knäuelig aufgewundenen Cornuspiriden gebrauchen zu können, als zahlreiche Exemplare des dalmatinischen Karbons (wie zum Beispiel Fig. 6) erkennen lassen, daß die Schale zum Teil kalkig, zum Teil sandig ist, wie überhaupt ganz ähnlich aufgeknäuelte Formen bald kalkig imperforiert, bald sandig ausgebildet sind, so daß man bei vielen Exemplaren im

Zweifel ist, ob man sie als *Cornuspira* oder *Ammodiscus*, beziehungsweise *Glomospira* bezeichnen soll. Wovon es eigentlich abhängt, ob eine sandig oder kalkig imperforierte Cornu- oder Glomospirenschale gebildet wurde, darüber bin ich mir noch nicht im klaren. Lediglich die Tiefenverhältnisse der Meere jedoch, in welchen die Formen lebten, wie H. Douvillé (Bull. soc. geol. Fr. 1906, pag. 591/2) annimmt, können nicht ausschließlich bestimmend gewesen sein, da bisweilen in ein und demselben Gesteinsschliffe sandige und kalkige imperforierte Exemplare vorhanden sind.

Die Zuteilung der zahlreichen in den Schliffen ersichtlichen Formen zu den bisher bekannten Arten kann nur annähernd geschehen. Die ganz oder fast ganz scheibenförmig aufgewundenen, wie Taf. XVI, Fig. 3 (Querschnitt), sind wohl sicher auf *Cornuspira* („*Ammodiscus*") *incerta Arb.* oder dessen nächste Verwandte zu beziehen.

Die unregelmäßig aufgeknäuelten, wie Taf. XVI, Fig. 3 u. 6, halte ich für zu *Glomospira gordialis J.* und *P.* gehörig, wobei jedoch, gleichwie bei der vorigen Art, nicht nur Exemplare mit sandiger, sondern auch teilweise oder ganz imperforiert kalkiger Schale zusammengefaßt sind.

Fig. 4 auf Taf. XVI entspricht dem Querschnitte einer triloculinen Miliolide und könnte einer Form angehört haben, die der von Henry B. Brady 1876 als *Trochammina miliolides J.*, *P.* und *K.* abgebildeten und beschriebenen Art entspricht, und welche als *Glomospira miliolides* zu bezeichnen wäre.

Formen mit einem quinqueloculinenartigem Querschnitte, wie die Taf. XVI, Fig. 5 dargestellte, dürften in den Formenkreis der *Glomospira* („*Trochammina*") *pusilla Geinitz* gehören, doch ist meines Erachtens auch dieser Name wie die übrigen auch auf die imperforiert kalkigen Exemplare auszudehnen.

Im Jahre 1895 hat Howchin eine *Cornuspira Schlumbergi* (soll wohl heißen *Schlumbergeri*) beschrieben, deren älteste Windungen analog der *Gl. gordialis* knäuelartig, die übrigen dagegen planospiral aufgewunden sind. Für solche Typen kann nun eigentlich weder der Name *Cornuspira* noch der *Glomospira* in Anwendung kommen und ich möchte dafür, ähnlich wie Schellwien, für die anfangs planospiralen und dann mannigfach aufgewunden den Namen *Hemidiscus* gebraucht, den Namen *Hemigordius* vorschlagen, und zwar sowohl für imperforiert kalkige, wie für die sandigen Exemplare.

Die Cornuspiren würden sich demnach in folgende Typen gliedern lassen, denen jedoch keineswegs der Wert von Gattungen, sondern höchstens von Untergattungen beigemessen werden darf:

Cornuspira, Schultze 1854 (kieselige Formen als *Ammodiscus* beschrieben): Gehäuse spiral in einer Ebene aufgerollt, imperforiert kalkig oder sandig.

Glomospira, Rzehak 1884 (= *Gordiammina Rhumbler* 1895, beide Namen für die kieseligen Formen aufgestellt): Gehäuse knäuelig aufgewunden, imperforiert kalkig oder sandig.

Hemidiscus, Schellwien 1898: anfangs planospiral, im Alter sich unregelmäßig in mannigfachen Windungen über die Schale schlängelnd.

Hemigordius n.: anfangs knäuelig, dann planospiral (= „*Cornuspira*“ *Schlumbergeri Howchin*).

Lituotuba, Rhumbler 1895: anfangs spiral eingerollt, Ende gerade gestreckt.

Psammophis, Schellwien 1898: anfangs spiral eingerollt, dann in unregelmäßigen Windungen in derselben Ebene.

Terebralina, Terq. 1866: (= *Turitellopsis Rhumbl.* 1895) spiral wendeltreppenartig in die Höhe wachsend.

Bigenerina sp. juv.

Meine Ansichten über den Formenkreis der Bigenerinen und Cribrostomen habe ich erst vor kurzem (Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal., Beilag.-Bd. XXV, 1907, pag. 243 u. ff.) ausgesprochen und kann mich hier begnügen, darauf hinzuweisen.

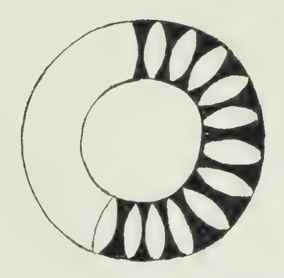
Mizzia Schub.

(Taf. XVI, Fig. 8—12 und Textfigur 5.)

Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1907, pag. 212.

Im ganzen kugelig, doch gegen unten zu etwas zugespitzt, so daß die isolierten Objekte einen *Lagena*-artigen Habitus besitzen. Besonders gut erhaltene Exemplare lassen das Vorhandensein von konvexen Deckelchen über den polyedrischen bis hexagonalen Oberflächenzellen erkennen, durch die in den meisten Fällen die Ober-

Fig. 5.



Schematischer Querschnitt durch *Mizzia velebitana.*

fläche zierlich fassetiert erscheint. Ein Vergleich mit den von E. Stolley[1]) aus dem baltischen Silur beschriebenen Siphoneen zeigt, daß auch die dalmatinischen Karbonfossilien Kalkalgen aus der Verwandtschaft der rezenten *Bornetella* sind.

---

[1]) Siehe bes. Archiv für Anthrop. u. Geol. Schlesw.-Holsteins, Bd. I 1896, und Bd. III 1898, Schriften des nat. Ver. Schlesw.-Holst. 1897, Bd XI.

Mizzia scheint am nächsten den silurischen Gattungen *Coelosphaeridium F. Roem.* und *Apidium Stoll.* zu stehen, in bezug auf die äußere Gestalt und Form der radialen vom zentralen Hohlraum gegen die Oberfläche zu verlaufenden Kanäle an die erstere, in bezug auf die Größe des inneren Hohlraumes mehr an die letztgenannte Gattung zu erinnern. Denn die Stammzelle war groß, nahezu kugelig und die von ihr ausstrahlenden primären Wirteläste waren schlauchförmig mit unregelmäßig wechselnden Lumen basal erweitert und mündeten mit polyedrischem-hexagonalem Querschnitte an der Oberfläche aus. Die obenerwähnten konvexen Deckelchen stellen offenbar die verkalkten Scheitelmembranen der Oberflächenzellen vor.

Größe: 1·5—2·2 *mm*, also bedeutend geringer als selbst die kleinsten Apidien.

Durchmesser der Oberflächenzellen etwa 0·1 *mm*.

Dicke der verkalkten Schale 0·2—0·3 *mm*.

Diese Gattung ist in manchen hellen Dolomiten und auch schwarzen Kalkschiefern des obersten Karbons der Paklenica überaus häufig, ja geradezu gesteinsbildend.

Bisher kenne ich eine einzige Art, auf welche sich die vorstehende Beschreibung bezieht, die *Mizzia velebitana* genannt sein mag.

Stolleyella velebitana n. m.

(Taf. XVI, Fig. 8, 10, 12.)

Stolleya, Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1907, pag. 212.

Außer den im vorstehenden beschriebenen kugeligen Kalkalgen kommen noch andere vor, welche ähnlich aber bedeutend feiner skulpturiert sind (s. Fig. 12), jedoch nicht kugelig, sondern, soviel die Bruchstücke erkennen lassen, etwa zylindrisch waren. Die verkalkte Rindenschicht ist dünner und so kommt es, daß diese Fossilien, die sich zumeist im Kalkschiefer befinden, stark komprimiert sind. Siehe Fig. 8 und 10.

Verkalkte Scheitelmembranen vermochte ich noch nicht mit Sicherheit wahrzunehmen. Diese Gattung erinnert einerseits an die silurische *Rhabdoporella Stoll.*, eine winzige Form, deren von zahlreichen dünnen Poren durchbohrte Zylinder einen Durchmesser von nur 0·5 *mm* besitzen, und anderseits an die triadischen Diploporen. Ich hoffe später ausführlichere Untersuchungen über die verwandtschaftlichen Beziehungen der Karbonalgen mit den silurischen einer- und den triadischen anderseits durchführen zu können.

IV. Nutzbare Mineralien.

Kohlen.

Die Entdeckung der Steinkohlenformation in der Großen Paklenica erweckte die Hoffnung, mächtige Steinkohlenflöze in der Großen Paklenica zu erschürfen, trotzdem die Ausbildung der karbonen Schichten in rein mariner Fazies [1]) keineswegs dazu berechtigte. Auch die unter den Neoschwagerinen- und Mizziendolomiten lagernden schwarzen Kalke und Kalkschiefer enthalten *Productus* und andere marine Brachiopoden und nur ganz vereinzelt Fragmente eingeschwemmter verkohlter Treibhölzer und kleine Schmitze einer aschenreichen anthrazitischen Kohle.

An vielen Stellen, wo dunkle Kalke und Dolomite anstehen, wurde auf Kohle geschürft und ohne auf all diese zum Teil ganz evident aussichtslosen Punkte einzugehen, sei hier nur bemerkt, daß sowohl in der oberen Trias (im Niveau der Raibler Schichten, Ivine vodice) als auch im Lias (in den *Lithiotis*-Kalken und den darunter befindlichen dunklen Kalken, Svęto brdo) ab und zu kleine Kohlenschmitze vorkommen, daß dieselben nach allen bisherigen Erfahrungen in keiner Weise zu irgendwelchen Hoffnungen auf abbauwürdige Flöze berechtigen.

Im Bereich der Kreide der Küstengehänge sind mehrfach ganz kleine Partien von Mergeln und Konglomeraten der Prominaschichten eingefaltet, welche auch kleine Kohlenmengen enthalten. Auch diese Vorkommen, welche den Glauben erweckten, als sei die ganze Velebitkreide kohlenführend, sind praktisch unbrauchbar.

Junge Kohle (Lignit) könnte im Süßwasserneogen von Žegar, Bilišani und Seline vorhanden sein, doch erwähne ich dies nur der Vollständigkeit halber und will in Berücksichtigung der bisher wenig versprechenden Verhältnisse der übrigen dalmatinischen Neogenkohlen und der zum Teil nur geringen Verbreitung des Neogens von einer etwaigen Schürfung nach diesen Kohlen lieber abraten als dazu aufzumuntern.

Eisenerze.

Wie in ganz Dalmatien sind auch in dem in Rede stehenden Gebiete mir von zahlreichen Punkten Eisenerzstücke bekannt geworden. In den meisten Fällen handelte es sich um Limonitkrusten, wie sie vielfach in der Umgebung von Mergelpartien die Rudistenkalke überkleiden oder um oolithische Limonite, welche kleine Taschen, Spalten oder Dolinen der kretazischen und älteren Kalke ausfüllen. Anscheinend reiche Oolithe wurden mir aus der Großen Rovina bekannt, ohne daß ich jedoch den Eindruck abbauwürdiger Mengen gewonnen hätte, und auf gute Hämatite wurde und wird vielleicht noch in den Ivine vodice (im Niveau der Raibler Schichten) geschürft, an welcher Lokalität größere Massen vorhanden sein sollen.

---

[1]) Also keineswegs „produktive Steinkohlenformation", wie auch in amtlichen Berichten zu lesen ist.

Manganerz.

Bei Tribanj wurde an mehreren Punkten, besonders am Ostausgange des Ortes, ein Manganerz festgestellt, welches, soviel ich sah, bis 20 *cm* mächtige Kluftausfüllungen im Rudistenkalk bildet. Die an verschiedenen Punkten festgestellten Vorkommen sind jedoch keineswegs Ausbisse eines großen weithin streichenden „Flözes" und werden sich wohl nicht als abbauwürdig erweisen.

Kupferkies und Bleiglanz

soll an einigen Punkten in geringen Mengen gefunden worden sein, bei ersterem handelte es sich, soviel ich sah, um geringe Mengen feiner Imprägnierungen von Pyrit in hellen Kalken und Dolomiten, anscheinend im Niveau des Muschelkalkes oder der oberen Trias, letzterer scheint ganz sagenhaft zu sein. Das so gut wie völlige Fehlen von Eruptivmassen im Bereiche des Paklenicaaufbruches berechtigt nicht zur Annahme derartiger leicht zu erschürfender Erze.

Quecksilber?

An der Velebitküste ist vielfach das Gerücht verbreitet, daß vor Jahren im Velebit, und zwar im Vaganac Quecksilber gefunden worden sei. Das betreffende Vorkommen müßte sich im Bereich der kretazischen Kalke und Breccien befunden haben und ich vermag nicht die geringsten Anhaltspunkte für eine reale Begründung dieses Gerüchtes in den geologischen Verhältnissen dieses Gebietes zu finden. Ich erwähne dies hier nur deshalb, weil es mir sonderbarerweise von seiten dalmatinischer Montaninteressenten fast zum Vorwurf gemacht wurde, daß ich die vor etwa einem halben Jahrhundert von Hirten im wildzerrissenen Hochkarste gefundenen Quecksilbertröpfchen nicht wieder aufzufinden vermochte.

Petroleum?

Ebenso grundlos sind die Gerüchte und Hoffnungen von und auf Petroleum im Karbon der Paklenica.

Die bisher bekannt gewordenen Ergebnisse der geologischen und montanistischen Erforschung des österreichischen Velebitanteiles rechtfertigen also leider keineswegs die großen Hoffnungen auf Mineralschätze, welche in den letzten Jahren gehegt wurden.

Erklärung einiger im Volke und in der vorstehenden Arbeit gebrauchter, auf der Spezialkarte jedoch nicht verzeichneter Ortsnamen.

B u l m a (auch Puimo) = Einsattelung am Übergang aus der Großen Paklenica nach Medak; östlich 1559.

F o r s t s c h u t z h ü t t e (neue) = an der Gabelung des von Starigrad kommenden Weges nach Medak einer- und Sv. Rok anderseits;

östlich der Einmündung der Brezimenjača (= ohne Namen) und des Oberlaufes des Paklenicatorrenten.

Gornja draga = Torrent, der sich vom Crnivrh gegen die Mündung der Suha draga herabzieht.

Knezević (Gehöft des Dujam Kn.) = das auf der Spezialkarte etwa zwischen Mosak und Pod planom eingetragene Haus.

Martinov mirilo = durch die Werfener Schiefer des Südwestflügels der Pakleniceantiklinale bedingte Einsattelung zwischen dem Oberlauf der Großen und der Kleinen Paklenica 916 der Spezialkarte.

Parića livada (Wiese des Parić) = ehemaliger Schacht im Karbonterrain, am flachen Gehänge südlich des Crljeni kuk.

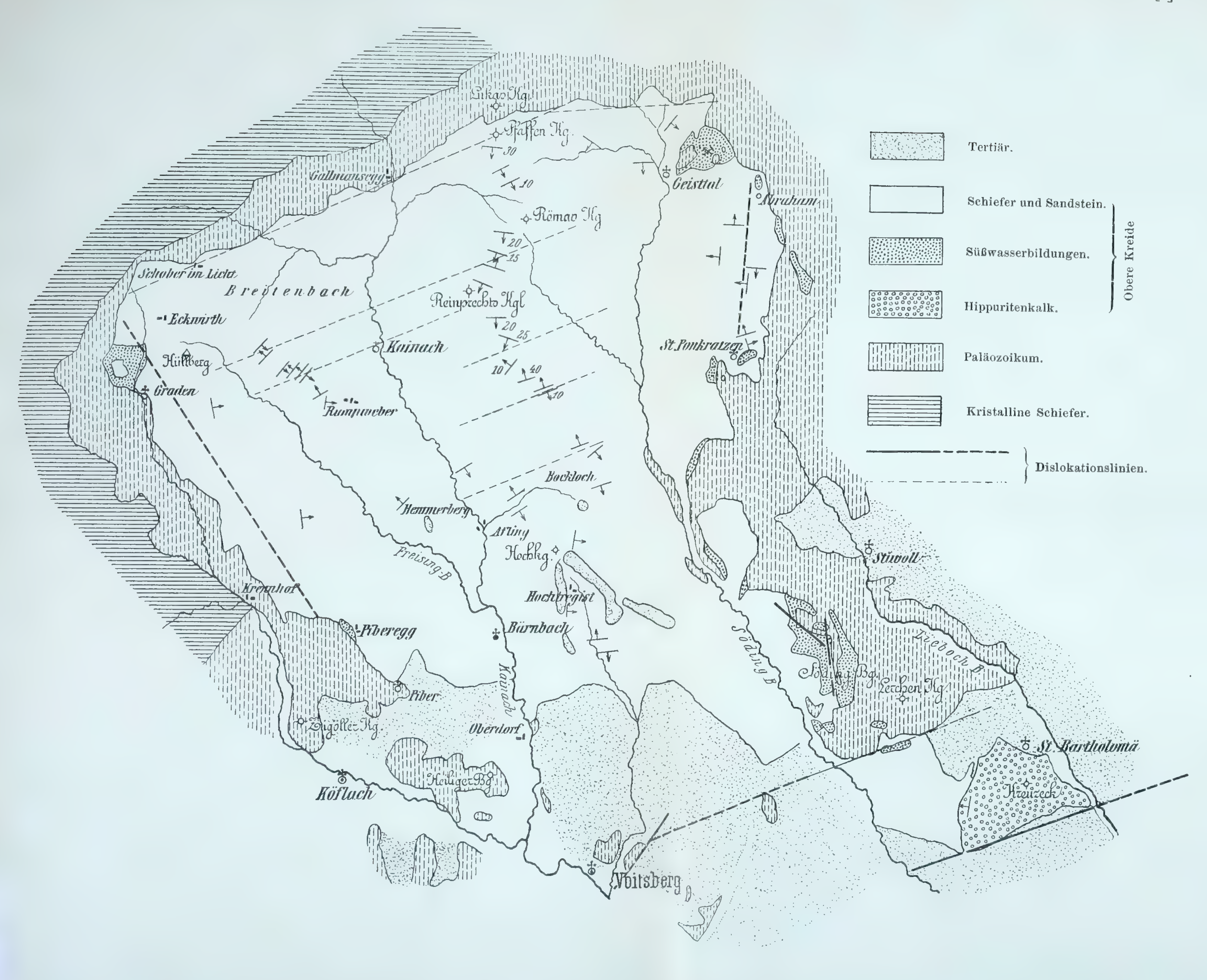
Pflanzgarten (k. k. ärarischer Pf.) im Oberlauf des Großen Paklenicatorrenten, etwa bei Punkt 683 der Spezialkarte.

Perin greb: großenteils durch Absturz bedingter Felskamm, der sich vom Crljeni kuk gegen das Mosak, etwa bis zur Brezimenjača zu erstreckt.

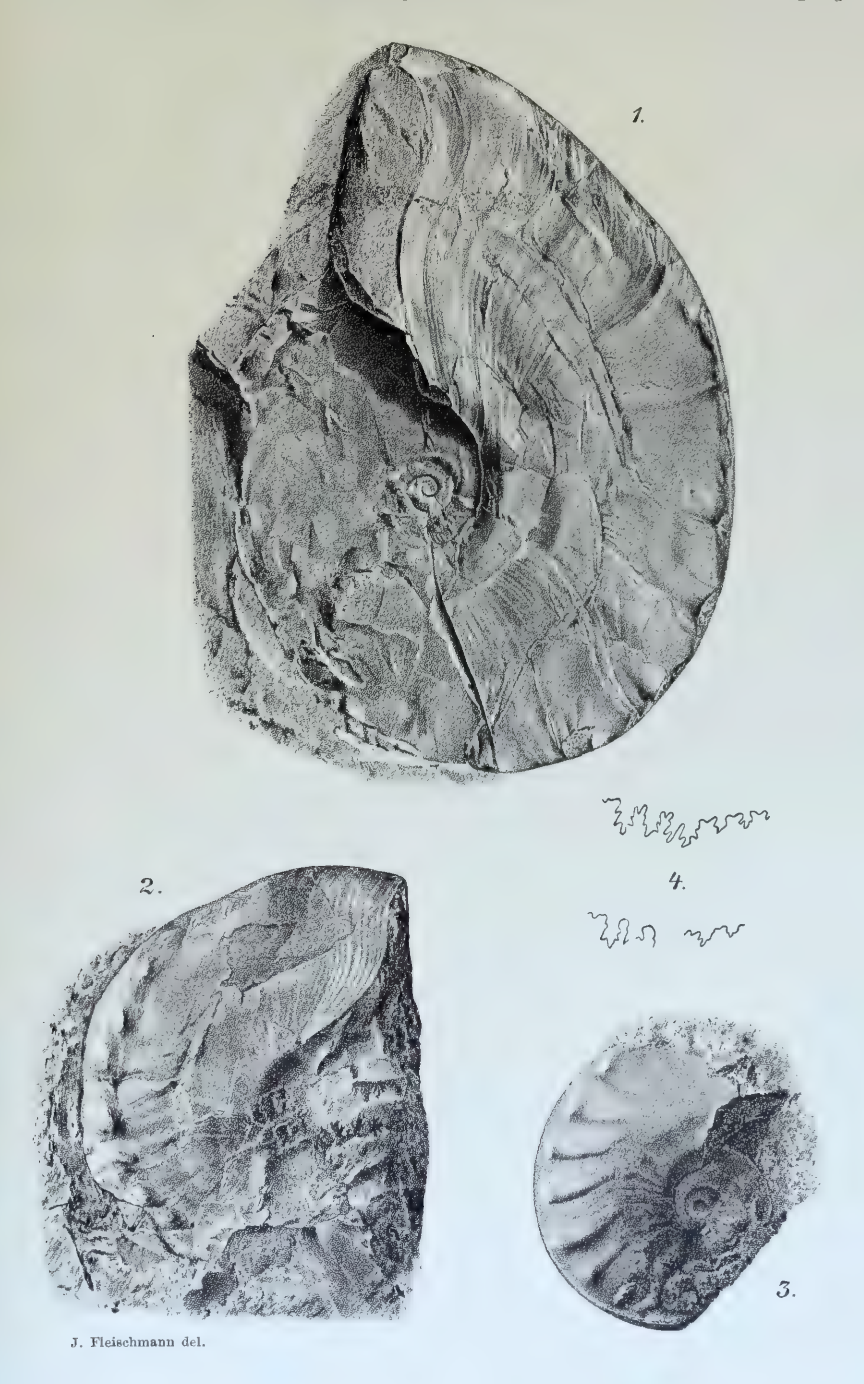
Stražbenica = Einsattelung zwischen Velka Paklenica (Brezimenjača) und Velka Rovina (durch Werfener Schichten bedingt).

Zavrata: Ebene im Mittellauf des Torr. Koziača, südlich der Mala Rovina (Anschüttung diluvialer Gerölle).

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Erdbergstraße 3.

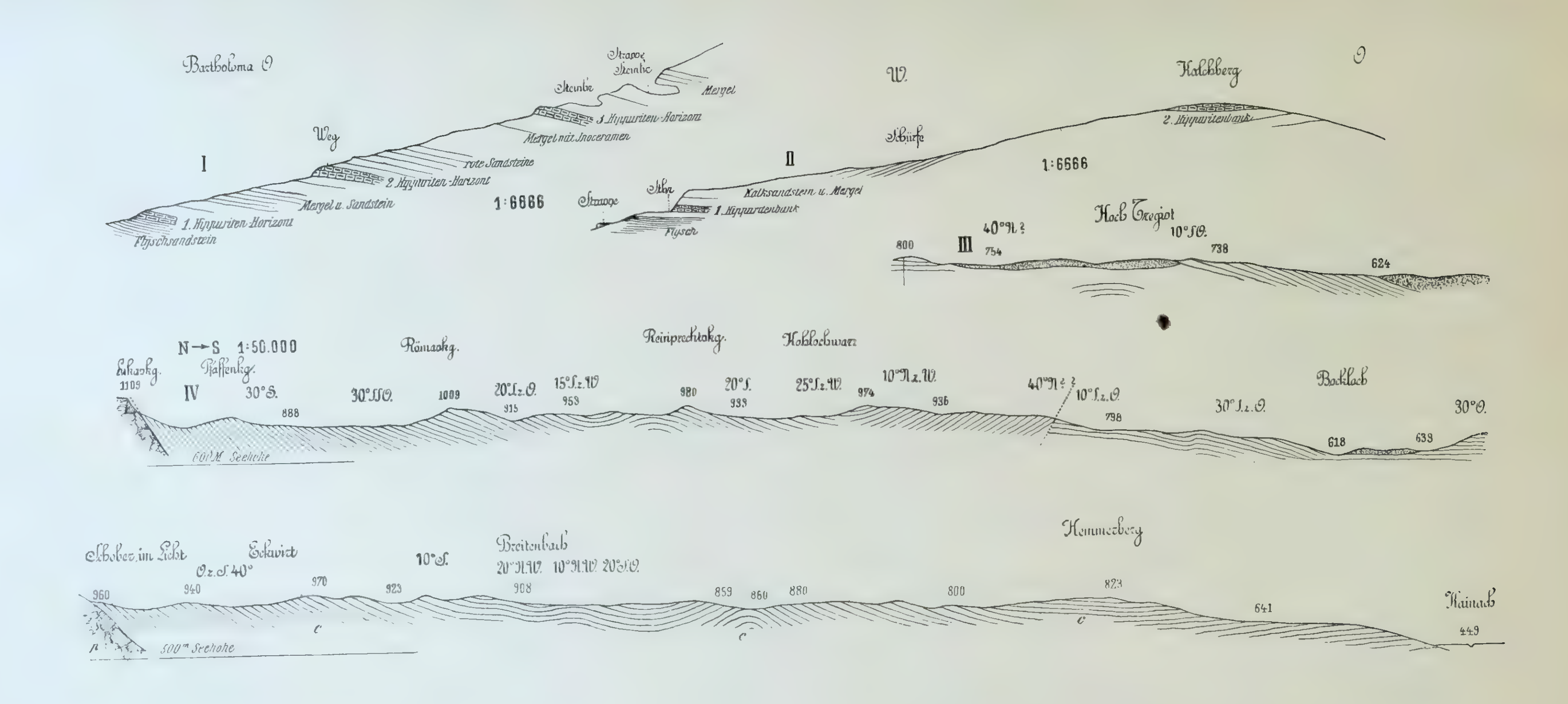

Tertiär.
Schiefer und Sandstein.
Süßwasserbildungen.
Hippuritenkalk.
Obere Kreide
Paläozoikum.
Kristalline Schiefer.
Dislokationslinien.
Gallmannsegg
Pfaffen Kg.
Geisttal
Römaa Kg.
Breitenbach
Eckwirth
Graden
Kainach
Rumpweber
St. Pankratzen
Bockloch
Hemmerberg
Stiwoll
Freisung B.
Piberegg
Bärnbach
Piber
Kainach
Oberdorf
Köflach
Voitsberg
Söding B.
Lerchen Kg.
St. Bartholomä
Kreuzeck





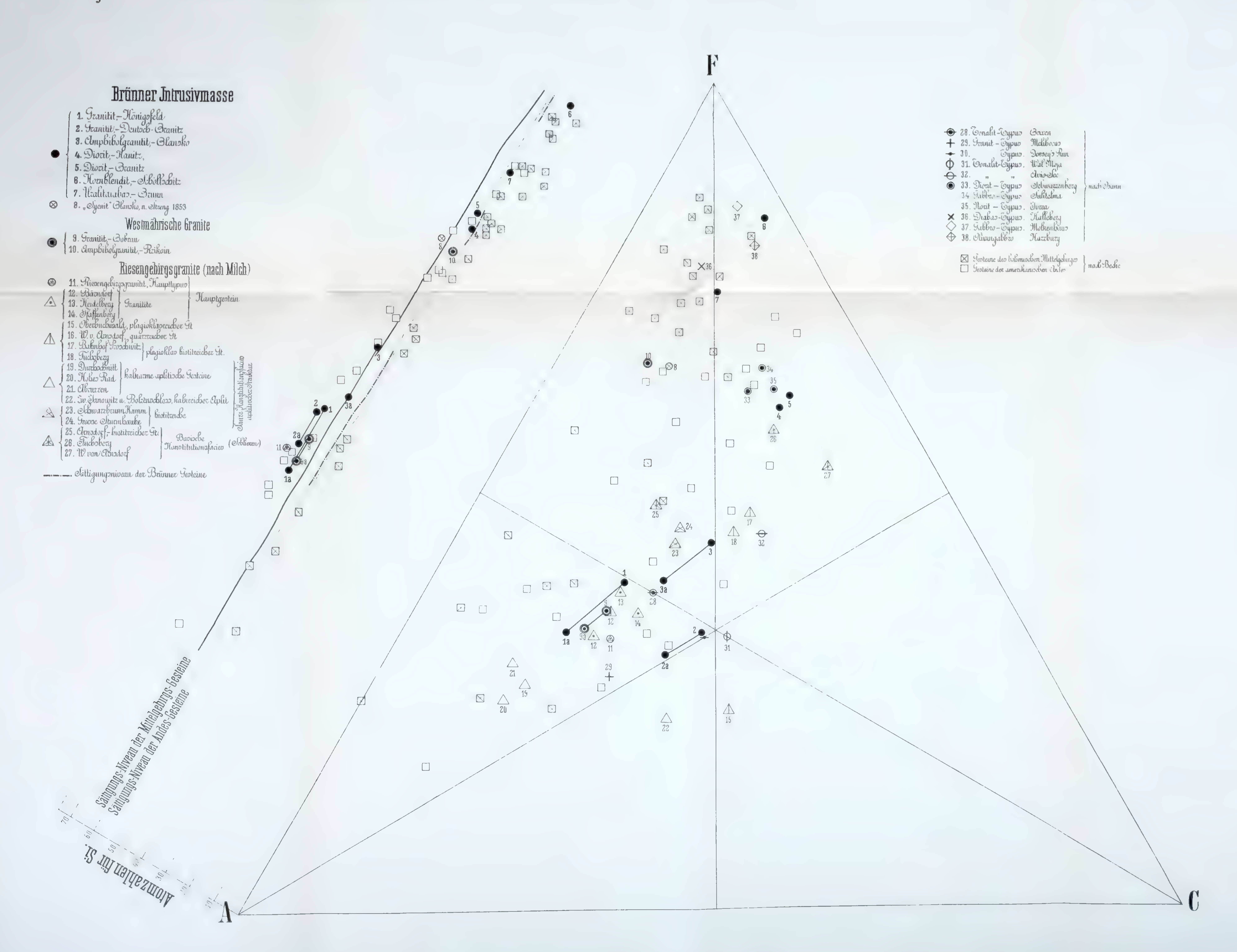
J. Fleischmann del.

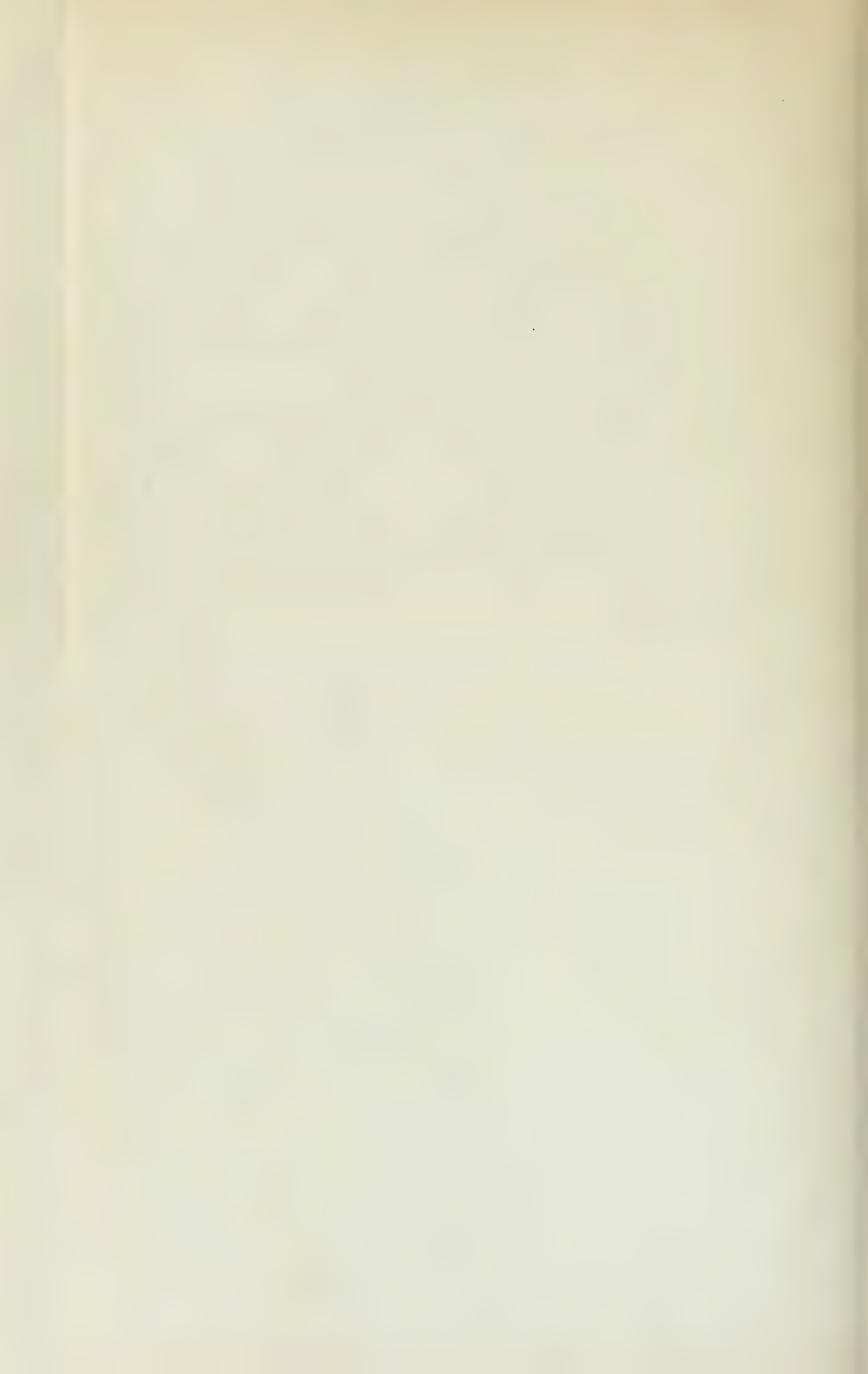
Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Band LVIII, 1908.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien III Rasumofskygasse 23.



Jahrbuch der k. k. geologischen Reichanstalt, Band LVIII, 1908.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.




Brünner Intrusivmasse
1. Granitit, – Königsfeld
3. Amphibolgranitit, – Blansko
4. Diorit, – Hanitz,
5. Diorit, – Branitz
6. Hornblendit, – Schollschitz
8. „Syenit" Blansko, n. Streng 1853
Westmährische Granite
9. Granitit, – Bobrau
10. Amphibolgranitit, – Rzikoin
Riesengebirgsgranite (nach Milch)
11. Riesengebirgsgranitit, Haupttypus
12. Bärndorf
13. Heidelberg
14. Pfaffenberg
Granitite
Hauptgestein
15. Oberbuchwald, plagioklasreicher Gt
16. W. v. Arnsdorf, quarzreicher Gt
18. Fuchsberg
plagioklas biotitreicher Gt.
19. Durchschnitt
20. Hohes Rad
21. Abruzzen
kalkarme aplitische Gesteine
22. Sw. Janowitz u. Bolzenschloss, kalkreicher Aplit
23. Schwarzbaum Kamm
24. Grosse Sturmhaube
biotitreiche
25. Arnsdorf, – biotitreicher Gt.
26. Fuchsberg
27. W. von Arnsdorf
Basische Konstitutionsfacies
(Schlieren)
Sättigungsniveau der Brünner Gesteine
28. Tonalit-Typus Boxen
29. Granit-Typus Melibocus
30. Typus. Dorsey's Run
31. Tonalit-Typus. Val Moja
32. „ „ Avio-See
33. Diorit-Typus Schwarzenberg
34. Gabbro-Typus
35. Diorit-Typus. Ivrea
36. Diabas-Typus. Halleberg
37. Gabbro-Typus. Molkenhaus
38. Olivingabbro Harzburg
Gesteine des böhmischen Mittelgebirges
Gesteine der amerikanischen Anden
nach Becke
F
A
C
Sättigungs-Niveau der Mittelgebirgs-Gesteine
Sättigungs-Niveau der Andes-Gesteine
Atomzahlen für Si.
70
60
50
40
30
20
1a
2a
3a



Taf. VIII (I).

Ein Mammutfund von Wilsdorf bei Bodenbach in Böhmen.

Erklärung zu Tafel VIII (I).

Fig. 1. Seitenansicht des Schädelrestes.

Fig. 2. Unterkiefer von oben.

Fig. 3. Die beiden Incisiven von vorne.


Fig. 2.
Fig. 3.
Fig. 1.



Taf. IX (II).

Ein Mammutfund von Wilsdorf bei Bodenbach in Böhmen.

Erklärung zu Tafel IX (II).

Fig. 1. M_2 des linken Unterkieferastes von vorne.

Fig. 2. M_2 des rechten Unterkieferastes von hinten.

Fig. 3. M_2 des linken Oberkiefers von vorne.

Fig. 4. M_2 des rechten Oberkiefers von hinten.



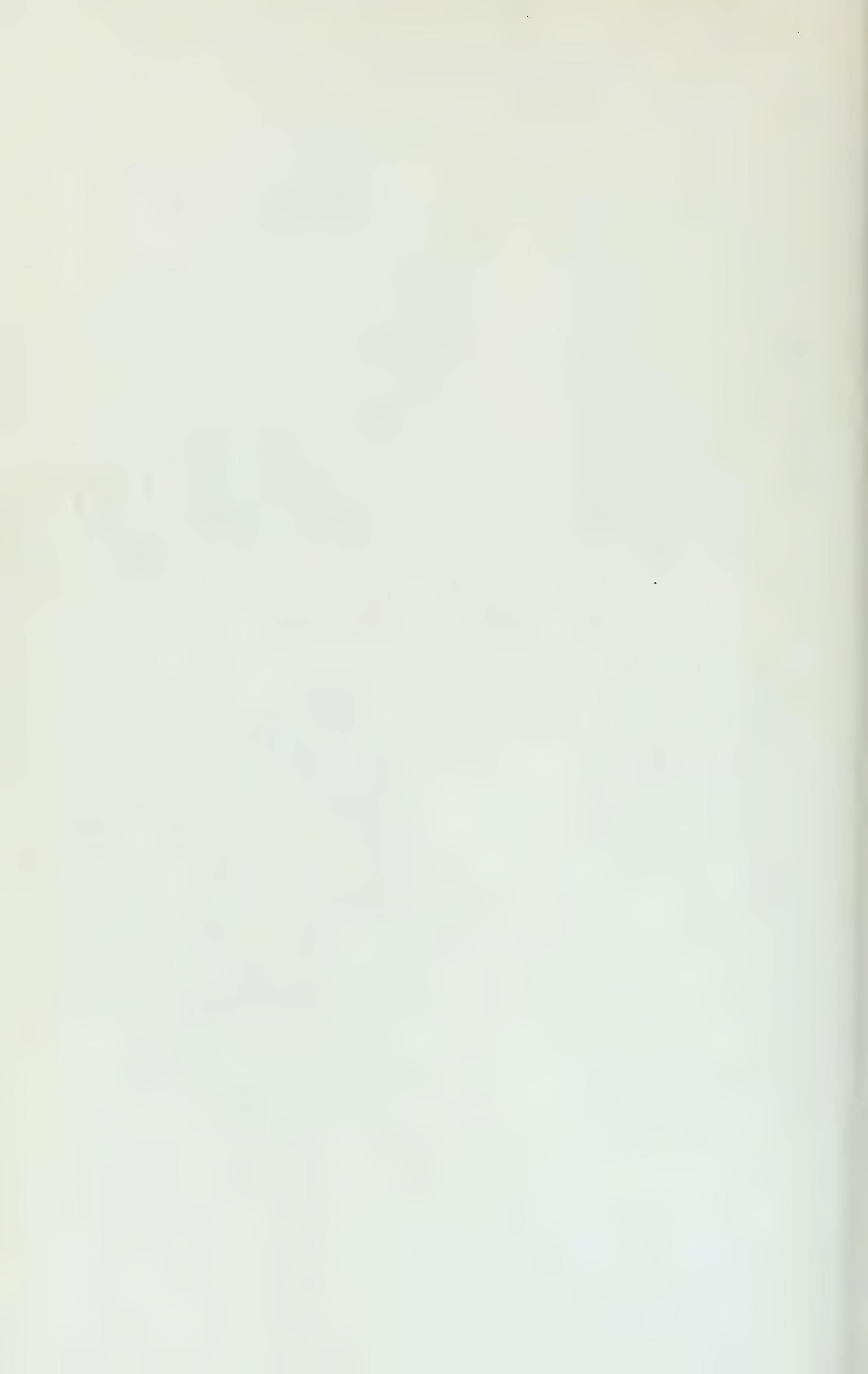
Fig. 1.

Fig. 2.

Fig. 3.

Fig. 4.

Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.



Taf. X (III).

Ein Mammutfund von Wilsdorf bei Bodenbach in Böhmen.

Erklärung zu Tafel X (III).

Fig. 1. Ein vorderer (vielleicht der 3.) Brustwirbel.

Fig. 2. Der daran grenzende Brustwirbel.

Fig. 3. Der 10. oder 11. Brustwirbel.

Fig. 4. Der 18. oder 19. Wirbel.

Fig. 5. Der 23. oder 24. Wirbel.

Fig. 6. Das linke Schulterblatt von außen.

Fig. 7. Das rechte Schulterblatt von außen.

Fig. 8. Ein Teil der rechten Beckenhälfte von außen.

Fig. 9. Das rechte Wadenbein.

Fig. 10—21. Rippen der linken Seite.

Fig. 22—25. Rippen der rechten Seite.



Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.



Taf. XI (I).

Über eine Eocänfaunula von Ostbosnien und einige Eocänfossilien der Herzegowina.

Erklärung zu Tafel XI (I).

Fig. 1—1*b*. *Bosnopsammia n. g. Katzeri n. sp.* Arapoviči. In doppelter Vergrößerung.

Fig. 1. Oberseite.

Fig. 1*a*. Vergrößerung einiger Kelche.

Fig. 1*b*. Vergrößerung der Rippen auf der Unterseite.

Fig. 2—2*a*. *Cerithium basiplanum n. sp.* Arapoviči.

Fig. 3. *Cidaris sp.* Uzumoviči.

Fig. 4—4*a*. *Crassatella kalitensis.* Nikolićhäuser. (Gegen den Palliarrand hin stehen die Anwachsringe in Wirklichkeit dichter und springen etwas weniger hervor, so daß dadurch der Charakter der Crassatellenskulptur mehr in die Erscheinung tritt.)

Fig. 5, 5*a* und 5*b*. *Cerithium* (*Pyrazus*) *arapovicense n. sp.* Arapoviči. Breite Form.

Fig. 5*a*. Vergrößerung der Skulptur des letzten Umganges.

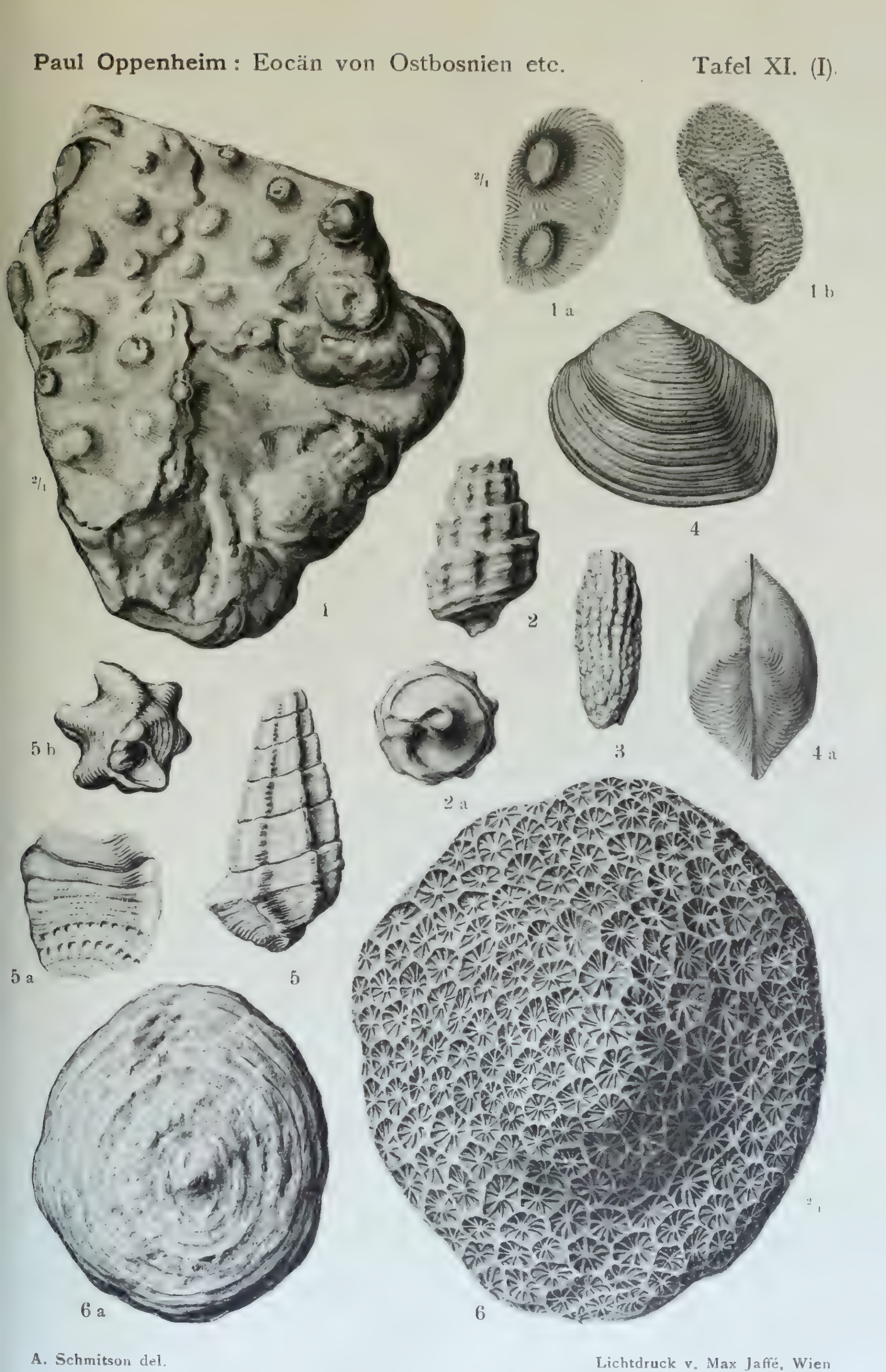
Fig. 5*b*. Blick auf die Basis.

Fig. 6—6*a*. *Stylocoenia epithecata n. sp.* Arapoviči.

Fig. 6 in etwa doppelter Vergrößerung. Stark idealisiert, da das Innere der Kelche in Wirklichkeit meist von Gestein erfüllt ist. Die Verhältnisse des Septalapparats sind nach dem Anschliffe übertragen.

Fig. 6*a*. Blick auf die Basis in natürlicher Größe.

Die Originale zu sämtlichen Figuren dieser Tafel befinden sich in der Geologischen Landesanstalt von Bosnien und der Herzegowina zu Sarajewo.



A. Schmitson del.

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien



Taf. XII (II).

Über eine Eocänfaunula von Ostbosnien und einige Eocänfossilien der Herzegowina.

Erklärung zu Tafel XII (II).

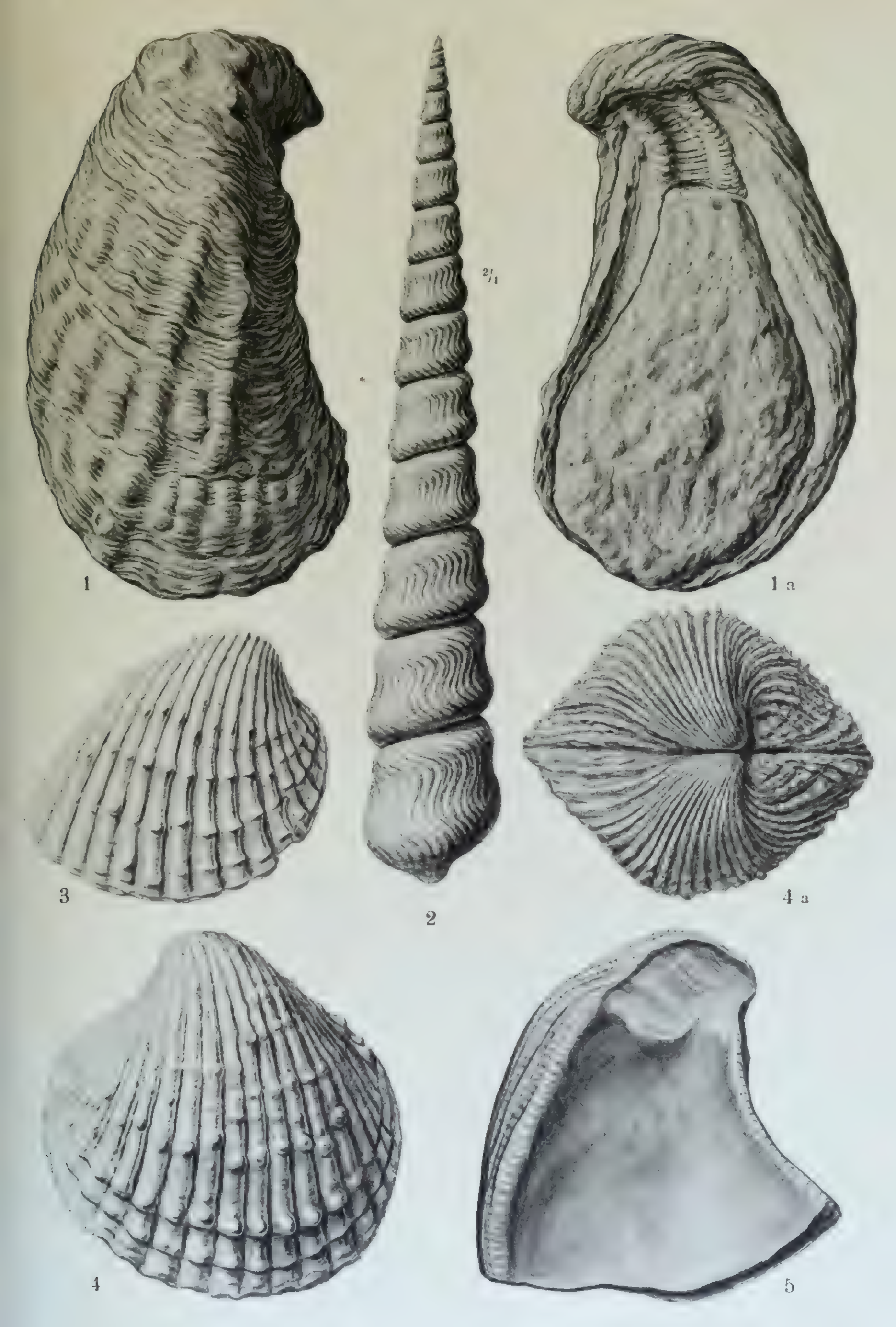
Fig. 1—1*a*. *Ostrea* (*Gryphea*) *Katzeri n. sp.* Nikolićhäuser.

Fig. 2. *Turritella medioconcava n. sp.* Arapovići. Nach Bruchstücken zusammengesetzt und an der äußersten Spitze rekonstruiert. In doppelter Vergrößerung.

Fig. 3—4. *Cardita Reginae n. sp.* Debelacberg.

Fig. 5. *Ostrea* (*Gryphaea*) *Katzeri n. sp.* Nikolićhäuser. Deckelklappe von innen.

Die Originale zu sämtlichen Figuren dieser Tafel befinden sich in der Geologischen Landesanstalt von Bosnien und der Herzegowina zu Sarajewo.



A. Schmitson del.

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien

Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.



Taf. XIII (III).

Über eine Eocänfaunula von Ostbosnien und einige Eocänfossilien der Herzegowina.

Erklärung zu Tafel XIII (III).

Fig. 1—1 *a*. *Perna bosniaca n. sp.* Anici-Konak.

Fig. 2—3. *Cerithium Lethe n. sp.* Nikolićhäuser.

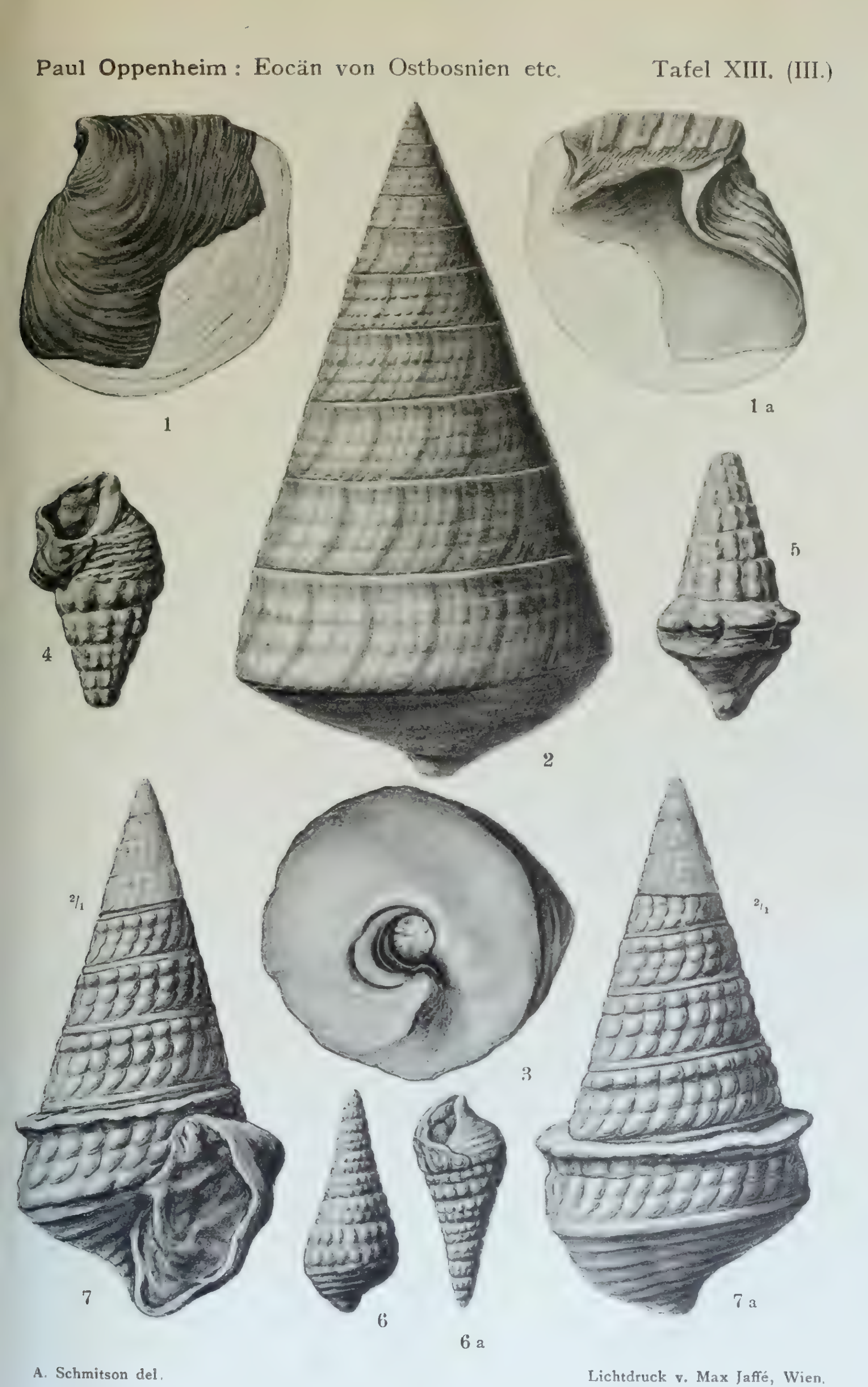
Fig. 2 etwas rekonstruiert und die Skulptur nach verschiedenen Stücken eingetragen.

Fig. 4—6 *a*. *Cerithium Manfredi n. sp.* Arapoviči. In verschiedenen Altersstufen und in natürlicher Größe.

Fig 5. Dieselbe, Nikolićhäuser.

Fig. 7—7 *a*. *Cerithium maccus Opph.* Arapoviči (?). In doppelter Vergrößerung. Die Spitze ergänzt.

Die Originale zu sämtlichen Figuren dieser Tafel befinden sich in der Geologischen Landesanstalt von Bosnien und der Herzegowina zu Sarajewo.



A. Schmitson del.

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.



Taf. XIV (IV).

Über eine Eocänfaunula von Ostbosnien und einige Eocänfossilien der Herzegowina.

Erklärung zu Tafel XIV (IV).

Fig. 1—2. *Natica* (*Naticina*) *comitalis n. sp.* Nikolićhäuser.

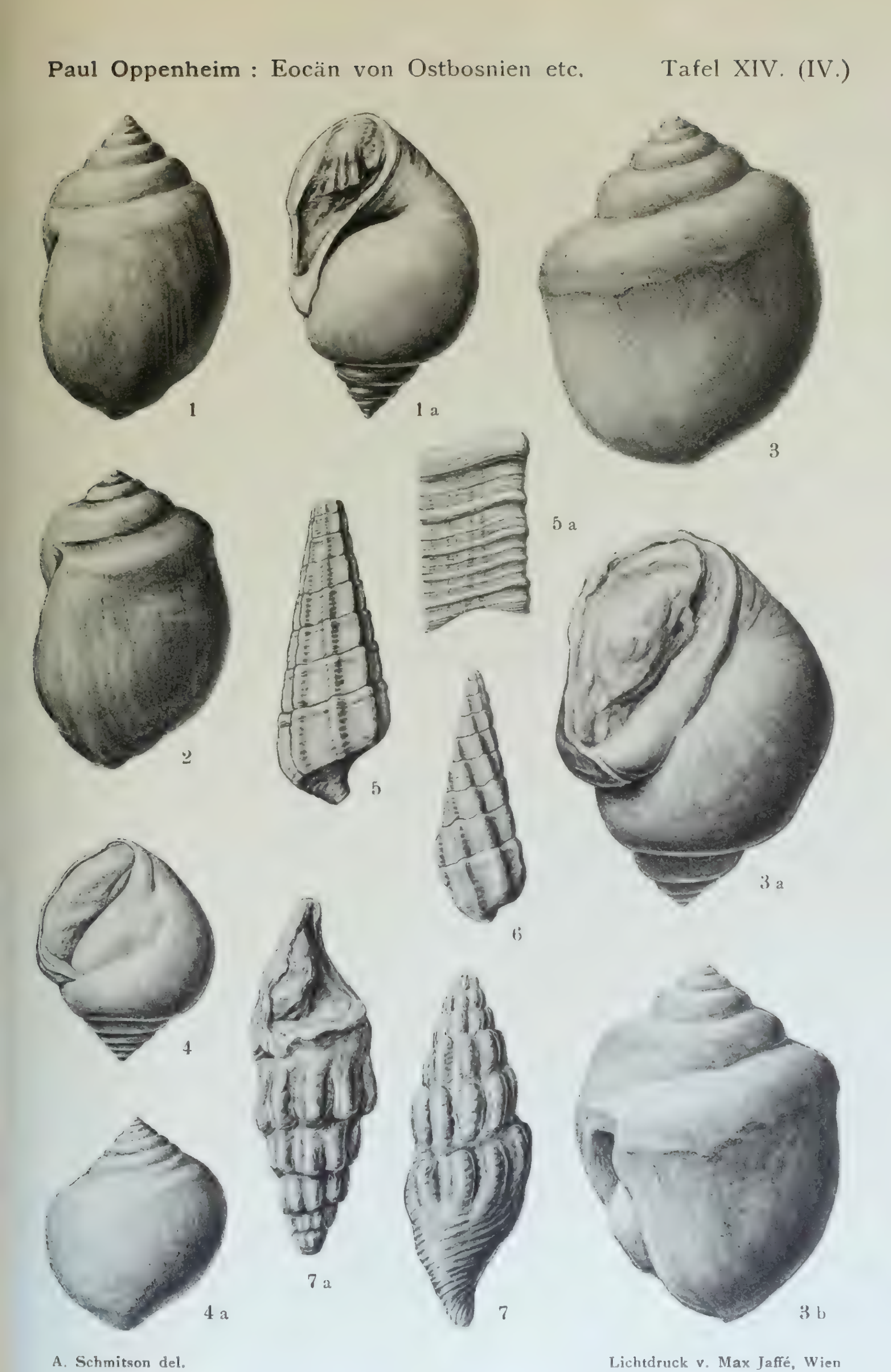
Fig. 3—3*b*. *Natica* (*Megatylotus*) *praetoriana n. sp.* Nikolićhäuser.

Fig. 4—4*a*. *Natica* (*Megatylotus*) *hospitalis n. sp.* Nikolićhäuser.

Fig. 5—6. *Cerithium* (*Pyrazus*) *arapovicense n. sp.* Arapoviči. In schlankeren Individuen.

Fig. 7—7*a*. *Cerithium Deprati n. sp.* Arapoviči, vergrößert.

Die Originale zu sämtlichen Figuren dieser Tafel befinden sich in der Geologischen Landesanstalt von Bosnien und der Herzegowina zu Sarajewo.



A. Schmitson del. Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien

Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.



Taf. XV (V).

Über eine Eocänfaunula von Ostbosnien und einige Eocänfossilien der Herzegowina.

Erklärung zu Tafel XV (V).

Fig. 1. *Cerithium Rudloffi n. sp.* Arapoviči. Leicht vergrößert. Mit Farbenstreifen. Nach verschiedenen Exemplaren vervollständigt.

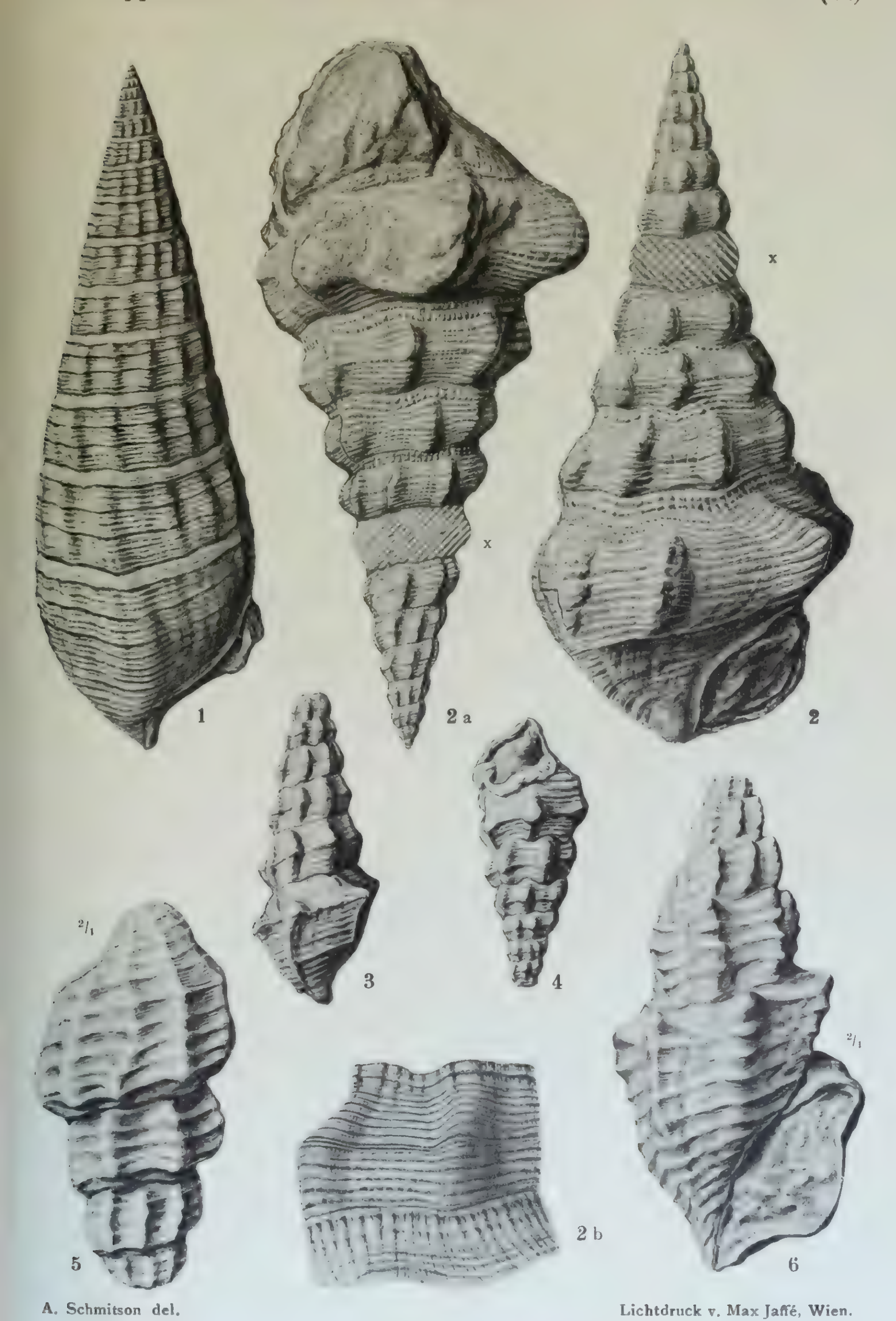
Fig. 2—2*b*. *Melanatria bosniaca n. sp.* Nikoli*ć*häuser. Aus zwei Stücken zusammengesetzt, welche durch einen schraffierten Umgang bei x getrennt sind.

Fig. 2*b*. Skulptur des vorletzten Umganges und des letzten am Anfange. Vergrößert.

Fig. 3—4. *Cerithium (Batillaria) satrapes n. sp.* Nikoli*ć*häuser.

Fig. 5—6. *Cerithium Jablaui n. sp.* Nikoli*ć*häuser. Doppelte Vergrößerung.

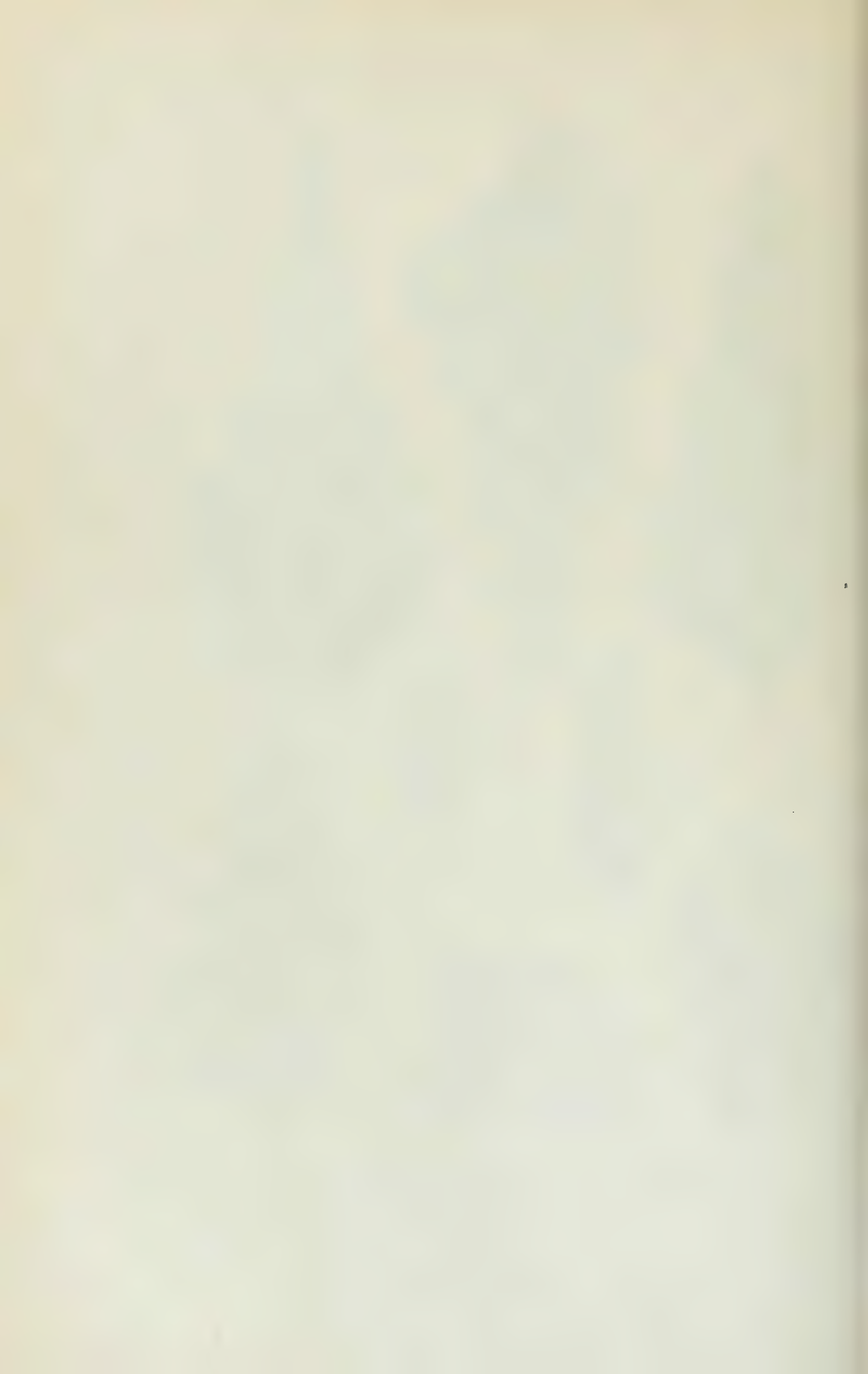
Die Originale zu sämtlichen Figuren dieser Tafel befinden sich in der Geologischen Landesanstalt von Bosnien und der Herzegowina zu Sarajewo.



A. Schmitson del.

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.



Taf. XVI.

Zur Geologie des österreichischen Velebit.

Erklärung zu Tafel XVI.

Fig. 1. *Neoschwagerina craticulifera.* Matković.

Fig. 2. *Neoschwagerina craticulifera* und *Sumatrina Annae.* Matković.

Fig. 3. *Cornuspira incerta, Glomospira gordialis* und *Bigenerina sp. ind.* Paklenica 40:1.

Fig. 4. *Glomospira aff. milioloides J. P.* u. *K.* Matković.

Fig. 5. *Glomospira aff. pusilla Gein.* Paklenica.

Fig. 6. *Glomospira gordialis J.* u. *P.* Paklenica.

Fig. 7. *Valvulinella Bukowskii n. sp.* Paklenica 40:1.

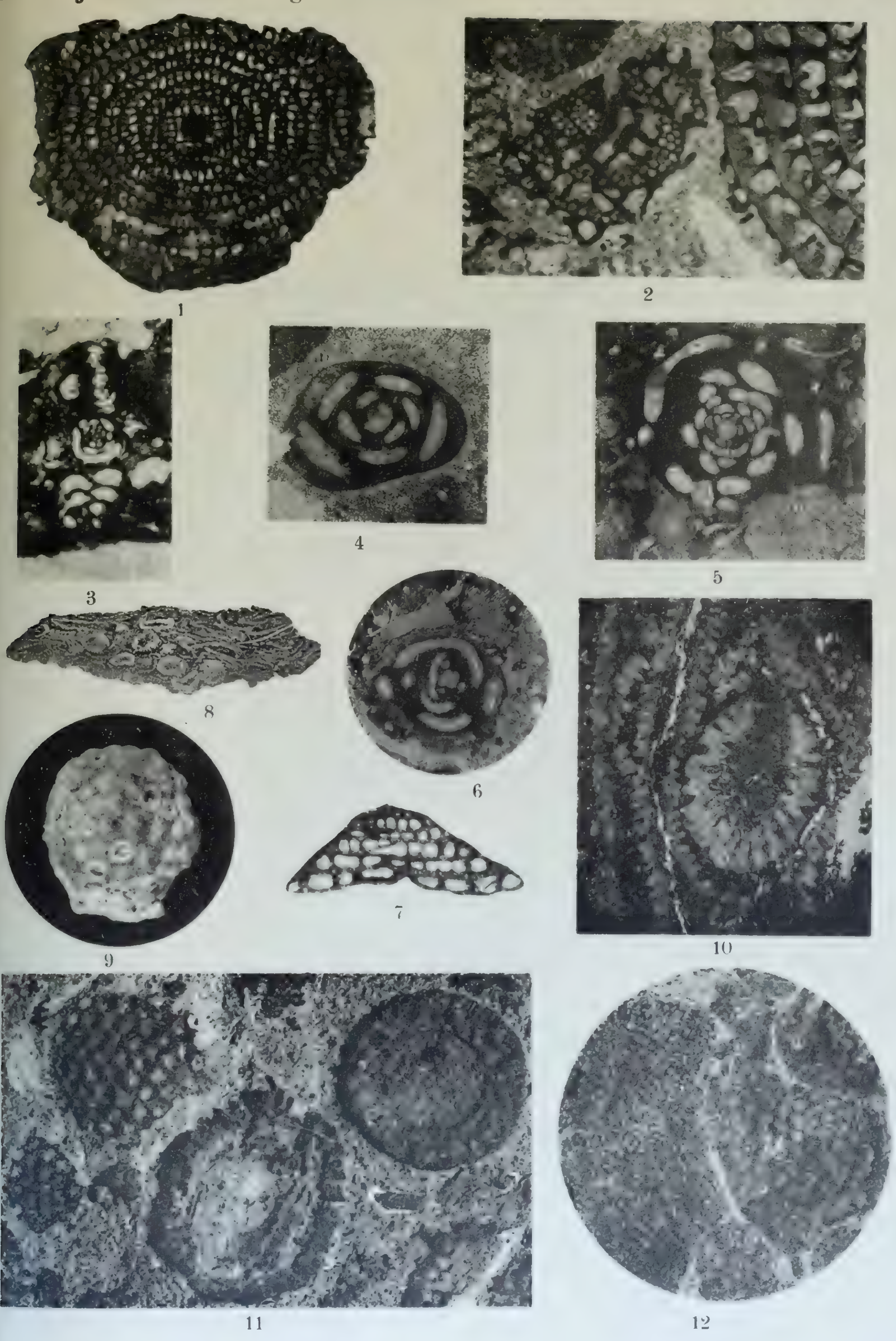
Fig. 8. *Mizzia velebitana* und *Stolleyella velebitana.* Dünnschliff. Paklenica 2:1.

Fig. 9. *Mizzia velebitana Schub.* mit meist erhaltenen verkalkten Scheitelmembranen. Paklenica 15:1.

Fig. 10. Derselbe Schliff wie Fig. 8, stärker vergrößert.

Fig. 11. *Mizzia velebitana.* Angewitterte Oberfläche, Längs- und Querbruch. Paklenica 12:1.

Fig. 12. *Stolleyella velebitana* (links) und *Mizzia velebitana* (rechts). Paklenica 12:1.





Die Barytvorkommnisse von Mte. Calisio bei Trient und Darzo in Judikarien und die Genesis des Schwerspates.

Von Dr. Giov. Battista Trener.

Mit 4 Profilen und 11 Diagrammen im Text.

I. Das Barytvorkommen am Mte. Calisio.

Wer heutzutage die althistorische „stille“ Stadt Trient besucht, hat gewiß keine Ahnung, daß sie im frühen Mittelalter eine der wichtigsten Bergstädte Europas war. Wohl findet man aber noch in ihrer unmittelbaren Nähe, am Mte. Calisio, die Spuren ihrer großartigen Silberbergwerke. Diese waren, wie auf Grund von Originalurkunden des Staatsarchivs beweisbar ist, vier ganze Jahrhunderte, vom Anfang des XII. bis Ende des XV. Jahrhunderts in vollem Betrieb; es ist aber wahrscheinlich, daß dieselben viel früher und sogar zur Zeit der Römer bekannt waren[1]). Die Statuten der Trienter Silberbergwerke datieren teils vom Ende des XII. (1185), teils vom Anfang des XIII. Jahrhunderts (1208—1212) und werden als die ältesten Bergwerkstatuten Europas angesehen.

Die Bergwerke erstrecken sich über eine Oberfläche von 8—9 km^2 und das Terrain ist von Tausenden und Tausenden von Pingen durchlöchert. Jeder Pinge entspricht erfahrungsgemäß ein Schacht, und jeder Schacht mündet in ein kompliziertes Stollensystem. Die Zahl der Schächte schätze ich auf mindestens 20—30.000 und die Gesamtlänge der Stollen nicht weniger als 2—3000 *km*. Die Schächte sind meist, und zwar viele erst vor einigen Dezennien, teils natürlicherweise, teils künstlich als gefährliche Löcher zugeschüttet. Die Stollen sind aber heute noch zugänglich und in einem ausgezeichneten Erhaltungszustande. Oft und tagelang bin ich in denselben herumgekrochen und habe manchmal alte eiserne Meißel und Schlegel und steinerne Öllampen mitgebracht. Die Begehung auch nur des

[1]) Trener G. Battista, Le antiche miniere di Trento. In: Annuario della Società degli alpinisti tridentini. V. XX, 1896—98, Trento 1899, pag. 27—90.

— Notizie sulle antiche miniere di Trento. In: Tridentum Rivista di studi scientifici. Trento 1901, Heft IX.

heute zugänglichen Teiles dieses labyrinthischen Stollennetzes nimmt wohl ein paar Wochen in Anspruch.

Das in Frage kommende Gebiet bildet ein kleines Plateau, welches N vom Avisio, W vom Etschtal, S von dem Rücken des Mte. Calisio und O von V. Silla begrenzt ist; die Landschaft ist hügelig und hängt innig von dem geologischen und tektonischen Bau ab, wie aus dem Profil der Fig. 1 ersichtlich ist. Den Sockel des Plateaus bildet die Quarzporphyrplatte, und zwar eines der jüngsten Eruptionsglieder[1], der Lagorai-Quarzporphyr, welcher die Quarzphyllite und die Quarzphyllitkonglomerate unmittelbar überlagert. Auf dem unregelmäßigen Relief der Porphyrplatte, die Unebenheit desselben ausfüllend, lagert sich ein grauer Sandstein, der nur selten Glimmer führt und eine schwankende Mächtigkeit, im Mittel etwa 50 *m*, besitzt. Auf diesem Grödner Sandstein liegt, und zwar zum Teil diskordant, ein Komplex von oolithischen, bald mergeligen, bald reineren Dolomiten und Kalken, welcher einen weithin konstant bleibenden, ausgezeichneten, petrographischen Horizont bildet. Typische, von den bekannten Leitfossilien gut charakterisierte Werfener Schichten repräsentieren auf unserem Plateau das jüngste Glied der Serie.

Der dolomitoolithische Komplex wurde von älteren Autoren dem Bellerophonkalk zugerechnet; da derselbe aber bis heute mit Ausnahme eines *Streptorhynchus* in Valsugana[2] keine Fossilen geliefert hat, ist seine Stellung hier noch immer unsicher[3]. Dieser fossilleere Horizont erweist sich indessen oft als erzführend; in Primiero im Osten führt er bekanntlich hauptsächlich Eisenerze, hier bei Trient aber ausschließlich silberhältigen Bleiglanz.

Die erzführende Zone erstreckt sich in der Umgebung von Trient bis Villazzano im Süden und bis Giovo und Faedo ringsum den Mte. Corona nach Norden; das Zentrum bildet eben das Calisioplateau; sie bildet im ganzen und großen ein Ellipsoid von 15 *km* in der Länge und 7 *km* in der Breite.

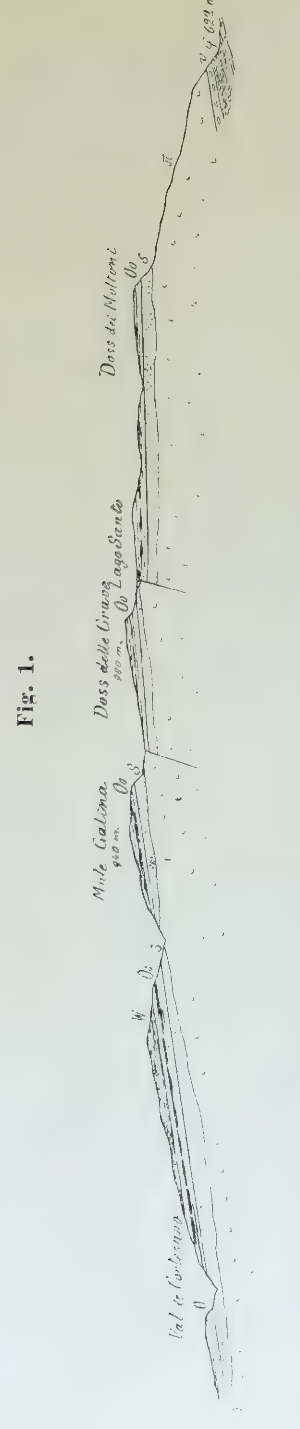
Der tektonische Bau des Calisioplateaus ist sehr einfach; es bildet eine Platte, welche flach (ca. 10—15°) nach NW einfällt und in die Richtung der Hauptfaltenzüge der Etschbucht noch immer streicht. Die einzige Komplikation der Tektonik besteht in zwei untergeordneten Verwerfungslinien, welche die Platte in drei Schollen teilen (siehe Profil der Fig 1). Eine gewaltige Bruchlinie ist dagegen jene, welche das hügelige Plateau von dem Mte. Calisio abschneidet; der letzte ist mit seinem Vorland eine abgesunkene Scholle, welche die Fortsetzung der erzführenden Schichten in der Tiefe mitgerissen hat. Der oolithischdolomitische Komplex bildet nun das stratigraphische Niveau, an welches der erzführende Horizont eng gebunden ist. Die Erze treten nämlich konstant in den obersten Bänken der dolomitisch-oolithischen Kalke lagerartig auf. Sie

[1]) Trener Dr. G. B., Über die Gliederung der Quarzporphyrplatte im Lagoraigebirge. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1904, pag. 390.

[2]) Bittner A., Zur Kenntnis des Bellerophonkalkes Südtirols. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1892, pag. 50.

[3]) Vacek M., Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Trient. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1895, pag. 467.

Fig. 1.



[illegible] = Quarzphyllit. — v = Verrucano. — π = Quarzporphyr. — s = Sandstein. — *Oo* = Oolithisch-dolomitischer Horizont. *W* = Werfener Schichten.

bestehen aus Bleiglanz, der außerordentlich reich an Silber war, wie die zwei vorliegenden Analysen zeigen

	I. Aus dem Jahre 1852[1]). Prozent	II. Aus dem Jahre 1896[2]). Prozent
Blei	52 55	81·67
Schwefel	9·14	13·03
Silber	0·50	1·02
Kupfer	0·05	—
Gangart	37·76	3·91
Feuchtigkeit und Verlust		0·37
	100·00	100·00

Der Silbergehalt wäre also nach diesen Analysen 8 bis 10 *kg* pro Tonne, bezogen auf den reinen Bleiglanz.

Der Baryt kommt eben als Gangart des Bleiglanzes vor und bildet linsenförmige Körper, welche bloß stellenweise das edle Mittel umhüllen. Die Zahl dieser Barytlinsen ist im Vergleiche mit der Ausdehnung des Erzlagers eine sehr geringe, denn der Bleiglanz ist gewöhnlich im dolomitisch-oolithischen Kalk[3]) direkt eingebettet und führt überhaupt keine Gangart. Daß das ganze Vorkommen kein Gang oder Lagergang, sondern ein echtes Lager ist, konnte ich gelegentlich meiner langen unterirdischen Exkursionen sicher feststellen. Die Erzkörper sind an einen bestimmten stratigraphischen Horizont gebunden und lassen sich in einer und derselben Bank weithin verfolgen.

---

[1]) Perini, Statistica del Trentino. Trento 1852, pag. 33 u. f.

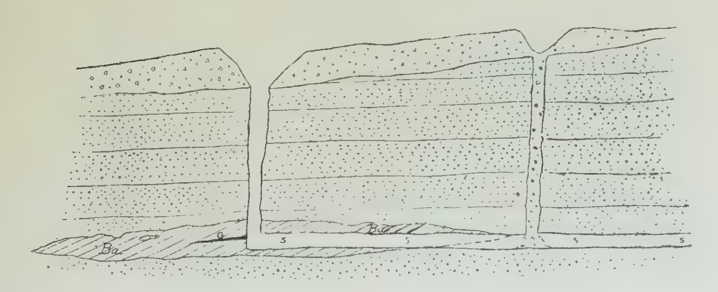
[2]) Trener Dr. G. B., Le antiche miniere di Trento, a. a. O., pag. 8g.

[3]) Über dessen chemische Zusammensetzung gibt folgende Analyse, welche von dem k. k. Generalprobieramt in Wien im Jahre 1894 ausgeführt wurde, Aufschluß. Das analysierte Material bestand aus einer Erzader in dem dolomitisch-oolithischen Kalkstein des erzführenden Horizont. Der hohe Kieselsäuregehalt rührt großenteils von Quarzsand, welcher oft in großer Menge an der Zusammensetzung des oolithischen Gesteins teilnimmt. Der Fundort dieser Erzstufe ist bei dem *km* 13.800 der Valsuganabahn.

Bei 100° C. getrocknet.	Prozent
Schwefelblei	3·42
Bleioxyd	2·13
Kupferoxyd	1·47
Antimonige Säure	0·28
Arsenige Säure	0·30
Silber	0·011
Gold	geringe Spuren
Eisenoxydul	5·31
Manganoxydul	0·93
Tonerde	0·35
Kalkerde	27·37
Magnesia	12·42
Quarz und gebundene Kieselsäure	8·02
Kohlensäure	37·77
Summe . . .	99·781

Typisch und bezeichnend ist auch in dieser Beziehung die Art und Weise, wie der Bergbau auf Baryt in den vorigen Dezennien betrieben wurde. Die mittelalterlichen Bergknappen haben selbstverständlich den Baryt als unnützigen Ballast betrachtet und die Barytlinsen womöglich vermieden, um so mehr sie aus Erfahrung gelernt hatten, daß in ihrer Nähe der Bleiglanz an Mächtigkeit und Silberreichtum verliert [1]); waren sie aber gezwungen, Baryt als Taube mitzunehmen, so haben sie ihn auf die Schutthalde geworfen. Einzelne Schutthalden bestehen fast ausschließlich aus Baryt und richtig schloß man daraus die Existenz von Barytlinsen im erzführenden Niveau. Man hat nun die alten Schächte aus dem Schutt befreit und so die alten Stollen wieder zugänglich gemacht. Diese Schächte sind verschieden tief, je nachdem sie bloß die dolomitisch-oolithischen Schichten oder auch die Werfener Schiefer durchbohren müssen; die Tiefe schwankt zwischen 5—150 *m*, im Mittel zwischen

Fig. 2.



Ba = Barytlinse. — *G* = Bleiglanzader. — *s* = Stollen.

30—40; die Breite ist zirka 2 *m* in der Nähe der Mündung, bloß aber 1—1·50 in der Tiefe. Die Förderung des Baryts geschah mit Hilfe von Handhaspeln und erst in ganz neuerer Zeit hat man bei dem Abbau einer größeren Linse einen Stollen angelegt.

Die Figur 2 zeigt uns im Detail das schematische Profil der Barytlinsen. Die Schächte liegen dicht nebeneinander und das Terrain ist von einer kontinuierlichen Schutthalde bedeckt. Der in der Tiefe sich verjüngende Schacht erreicht die alten Stollen, welche die Barytlinse möglichst geschont haben. Die letzte endet mehr oder minder spitzförmig und umhüllt leider nunmehr als große Seltenheit noch kleine Adern von Bleiglanz, die in der Regel 1—2 *cm*, manchmal aber auch 8—10 *cm* mächtig sind und rasch

[1]) Einige Silberbestimmungen des Bleiglanzes aus den Barytlinsen von verschiedenen Gruben des Mte. Calisio gaben mir nur 1·5, 2, 2·5, 3, 3·8 und 4·2 *kg* Silber pro Tonne, was immerhin für einen außerordentlichen Silberreichtum spricht, denn bekanntlich enthält Bleiglanz als Maximum 1 *kg Ag* pro Tonne und wird schon mit 0·5—0·8 *kg* pro Tonne silberreich genannt. Der Bleiglanz aus dem dolomitischen Kalkstein hat 8—11 *kg* Silber pro Tonne. Vgl. die Analysen auf pag. 390.

auskeilen. Die mittelalterlichen Bergknappen haben die ihnen leicht zugänglichen, aus mürben und gleichzeitig kompakten Gestein bestehenden erzführenden Schichten mit Hilfe ihrer 20—30.000 Schächte auf dem Plateau vollständig erschöpft.

Die Mächtigkeit der Barytlinsen schwankt sehr; sie bleibt aber in der Regel zwischen 0·50—2 *m*; der Baryt ist kristallinisch, blendend weiß, undurchsichtig und erst in dünnen Tafeln durchscheinend; ihr kristallographischer Habitus ist konstant tafelig. In chemischer Beziehung ist der Calisiobaryt sehr rein, wie aus folgender Analyse, die ich der Firma G. Benuzzi & Co. in Trient verdanke und welche von dem K. k. technologischen Gewerbemuseum in Wien ausgeführt wurde, zu ersehen ist.

Schwerspat von Mte. Gallina.

	Prozent
Kieselsäure	0·33
Eisenoxyd und Aluminiumoxyd . . .	0·22
Baryumsulfat	98·97
Strontiumsulfat	0·15
Kalziumsulfat	0·29
Summe . . .	99·96

Der Bergbau auf Baryt datiert in dieser Gegend aus der Hälfte des vorigen Jahrhunderts. Die Produktion stieg im Jahre 1870 bis auf 13.000 *q*, war nur 3000 *q* in 1880 und bloß 1000 *q* in 1890. Vor einigen Jahren war der Bergbau total eingegangen. Erst vor kurzer Zeit, nach Erneuerung des Zollvertrages mit Deutschland, scheinen die Barytbergbaue des Mte. Calisio wieder in Aufschwung gekommen zu sein.

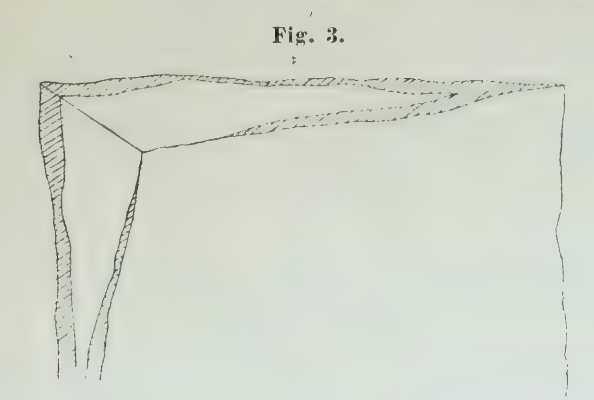
II. Das Barytvorkommen in Judikarien.

Typische Gänge bildet der Baryt in Judikarien. Diese Gänge durchziehen den Quarzporphyr, welcher sich in Judikarien ebenfalls an der Basis des Grödner Sandsteines findet, aber keine kontinuierliche Tafel bildet und eventuell bloß genetisch mit der großen Bozener Quarzporphyrtafel in Zusammenhang stehen dürfte. Die einzelnen Eruptionsströme sind voneinander vollständig isoliert und auch ihre petrographische Beschaffenheit weist in bezug auf Farbe und Basizität große Differenzen auf. Aus diesem Grunde (der petrographischen Verschiedenheit) ist die Annahme von einzelnen isolierten Eruptionen vielleicht wahrscheinlicher als die Hypothese von Erosionsresten einer einzigen Tafel, obwohl das häufige Vorkommen von Konglomeratbänken in dem Grödner Sandstein (das nächstfolgende Sedimentärglied) auf eine rege und ausgedehnte Erosionstätigkeit hinweist.

Die Quarzporphyrvorkommen im unteren Judikarien sind vorläufig vier; in Val di Daone, in Val Giulis und N und S von der Mündung der Val Sorino. Nur in den drei letztgenannten Lokalitäten treten die Barytgänge im Quarzporphyr auf und mit denselben wollen wir uns ausschließlich beschäftigen. Die Barytbergbaue liegen zirka 1000 *m* hoch ü. d. M. und werden teils von reichsitalienischen, teils von trientinischen Firmen, meistens (vorläufig) als Tagbau, betrieben. Die Förderung des Baryts bis zum Tale erfolgt mittels ökonomischer Luftdrahtseilbahnen, welche 1500—2000 *m* lang sind und deren heutzutage drei in Betrieb stehen.

Die Gänge sind relativ kurz und einzelne als typische Lentikulargänge zu bezeichnen. Der Baryt tritt konstant in Begleitung von Quarz auf, der mehr oder minder regelmäßig die Salbänder des Ganges bildet. (Vgl. das schematische Bild der Fig. 3.) Am Kontakt des Salbandes sieht man unter dem Mikroskop ein inniges Gemenge von Quarz- und Barytkörnern. In der inneren Partie

Fig. 3.



des Ganges ist Quarz nur als seltener Einschluß zu finden, aber gegen den Salband zu tritt er immer häufiger auf. In dieser Mischzone bildet der Quarz in der Regel unregelmäßige Körner, welche sich von den großen, tafelig ausgebildeten, stark lichtbrechenden und durch vollkommene Spaltbarkeit ausgezeichneten Barytkristallen kräftig herausheben; sehr oft zeigen sie aber eine gute kristallographische Ausbildung, und Schnitte des Rhomboeders oder seiner Kombination mit dem Prisma heben sich scharf heraus. Baryt tritt in den Quarzkörnern als Einschluß in Form von kleinen, oft winzigen, insekteneierähnlichen Körnchen auf, welche aber ihrerseits nie Quarz als Einschluß bringen. Der Baryt dringt ferner gern in Form von Leisten oder Zapfen in die Quarzkörner ein. Aus dem gesamten Strukturbild lassen sich zwei Generationen von Baryt erkennen: die erste besteht aus den kleinen Einschlüssen in Quarz, die zweite aus den großen, tafeligen Individuen; die eine ist älter als Quarz, die andere zum größten Teil jünger, zum Teil aber gleichzeitig mit ihm fortgewachsen. Als eine Verdrängung des Baryts durch Quarz läßt sich aber das Strukturbild nicht deuten.

In der Tiefe scheint der Quarz den Baryt ganz zu ersetzen; tatsächlich kann man in der tieferen Partie des einzigen Ganges, welcher mit Stollen aufgeschlossen wurde, eine rasche Verjüngung der Barytmächtigkeit unter gleichzeitiger Zunahme des Quarzsalbandes wahrnehmen. Es scheinen also hier jene Verhältnisse zu herrschen, welche nach de Launay[1]) in der Regel für Barytgänge normal sind und die er mit Beispielen aus Sarrabus in Sardinien, Huanchaca in Bolivia, Aurouze in Haute-Loire, Milos in Griechenland u. a. m. festgestellt hat. Die Ursache dieser Erscheinung schreibt de Launay rezenten Umlagerungen in den oberen Partien der Gänge zu. Wir kommen dann später auf diese Frage, bei der Besprechung der Genesis unserer Barytvorkommnisse, zurück.

So wie die Lagerungsverhältnisse beider Vorkommnisse verschieden sind, so sind, wie aus dem Gesagten hervorgeht, auch die chemisch-genetischen Beziehungen des Baryts zu den begleitenden Mineralien ganz andere. Am Mte. Calisio kommt der Baryt mit einem Metallsulfid vor, in Judikarien ist er mit Kieselsäure eng verbunden.

Diese Betrachtung leitet uns gleich zur Frage der Genesis des Baryts.

III. Bemerkungen über die Genesisfrage des Baryts.

1. Historische Übersicht.

Die Frage der Entstehung des Baryts[2]) ist meines Wissens seit Bischof in ihrem vollen Umfange nicht mehr ausführlich behandelt worden. Dennoch haben mehrere Forscher wertvolle Beiträge geliefert. Ich erinnere nur an die Arbeiten von Dieulafait, an die Mitteilungen von Clarke über die Verbreitung des Baryums in kristallinischen Gesteinen und an mehrere Aufsätze von Delkeskamp, dem wir auch eine gute Übersicht der betreffenden Literatur verdanken.

---

[1]) De Launay L., Contribution à l'étude des gites métallifères. — II. Sur les roles des phénomènes d'alteration superficielle et de remise en mouvement dans la constitution de ces gisements. Annales des Mines. Paris 1897, pag. 119—228.

— Beitrag zum Studium der Erzlagerstätten. Übersetzung von C. v. Ernst. Berg- und hüttenm. Jahrb. d. k. k. Bergakad. Wien 1898, Bd. XLVI, pag. 137 u. ff.

— Les variations des filons métallifères en profondeur. — Revue général des Sciences pures et appliquées. Paris 1900, 11ième Année, No. 8.

P. Krusch nach L. de Launay, Über Veränderungen der Erzgänge in der Tiefe. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1900, Bd. VIII, pag. 313, Berlin.

[2]) Bischof G., Chemische Geologie.

Dieulafait M., La strontiane, sa diffusion dans la nature minérale etc. Compt. Rend. Acad. Paris. V. 84, 1877, pag. 1303—1305.

— La baryte et la strontiane. Leur existence normale dans toutes les roches constitutives des terrains primordiaux; origine et mode de formation des combi-

Um die erzielten Resultate besser und kurz zu überblicken, können wir eine chemische und eine geologische Seite des Problems unterscheiden. Was die letzte betrifft, so haben sich die genannten Autoren die Lösung der Frage der Herkunft des Baryums als Ziel gestellt.

Bischof hat in dieser Richtung den Anschlag gegeben, indem er auf die relativ große Löslichkeit des Baryumsilikats und auf das mögliche Vorkommen barythältiger Feldspäte in Eruptivgesteinen hingewiesen hat. Es hat nämlich bekanntlich die Unlöslichkeit des Baryts große Schwierigkeit für die Erklärung der Entstehung der Schwerspatlagerstätten gemacht und glücklicherweise aber verhindert, daß man sich mit einer einfachen aber dementsprechend einseitigen oder vielleicht gar unrichtigen Lösung der Frage begnügte. Als Stütze seiner Hypothese konnte Bischof nur einige Feldspatanalysen von Mitscherlich, welche den Barytgehalt bestätigen, anführen. Es ist aber ein Verdienst von Dieulafait, die große, ja die allgemeine Verbreitung von Baryum, Strontium und vielen anderen für die Bildung der Erzlagerstätten wichtigen Elementen in Eruptiv- und Sedimentärgesteinen analytisch nachgewiesen zu haben. Er hat nicht weniger als 900 kristallinische Gesteine geprüft und in sämtlichen, schon bei Anwendung von bloß wenigen Grammen Substanz, Baryum nachgewiesen. Nach Dieulafait soll das Quantum dieses Elements, welches in den kristallinischen Gesteinen enthalten ist, um eine Million höher sein als dasjenige sämtlicher bekannten Barytlagerstätten.

Die amerikanischen Chemiker, welche seit ein paar Dezennien bemüht sind, womöglichst vollständige Gesteinsanalysen zu liefern, haben auch Baryum quantitativ bestimmt. Nach den neuesten Be-

naisons de baryte et de strontiane dans leurs gisements actuals; conséquences relatives aux filons métallifères à gangue de baryte. Compt. Rend. Paris. V. 87, 1878, pag. 934—936. Ausführlicher in: Annal. de Chimie et Phys. V. 15, 1878, pag. 540—563.

Dieulafait M., Le zinc etc. 3ième groupe des minerais à gangue de sulfate de baryte. Compt. Rend. V. 90, 1880, pag. 1573—1576, und ausführlicher in: Ann. de Chim. et Phys. V. 21, 1880, pag. 256—275.

— Gisements, association et mode probable de formation de la barytine, de la célestine et de l'anhydrite. Compt. Rend. V. 97, 1883, pag. 51—53.

— L'origine et la formation des minerais métallifères. Revue Scientifique. Paris. 3ième Ser, 3ième Ann., 1883, pag. 610.

Clarke, Analyses of Rocks. Bull. d. U. S. Geol. Survey. No. 228, 1904, pag. 14—21.

Stelzner A. W., Beiträge zur Entstehung der Freiberger Bleierz- und der erzgebirgischen Zinnerzgänge. (Auf pag. 407 Baryt.) Zeitschr. f. prakt. Geol., 1896.

Delkeskamp Rudolf, Schwerspatvorkommnisse in der Wetterau und Rheinessen und ihre Entstehung, zumal in den Manganerzlagerstäten. Notizblatt des Vereines für Erdkunde. Darmstadt 1900, IV. F., Heft 21, pag. 47—83.

— Die weite Verbreitung des Baryums in Gesteinen und Mineralquellen und die sich hieraus ergebenden Beweismittel für die Anwendbarkeit der Lateralsekretions- und Thermaltheorie auf die Genesis der Schwerspatgänge. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1902, pag. 117—126.

— Über die Kristallisationsfähigkeit von Kalkspat, Schwerspat und Gips bei ungewöhnlich großer Menge eingeschlossenen Quarzsandes. Zeitschrift für Naturwissenschaften. Bd. 75, 1902, pag. 185—208.

rechnungen von Clarke[1]), welche sich auf zirka 1800 Analysen stützen, ist der Baryumgehalt der kristallinischen Gesteine im Mittel 0·089 Prozent Ba = 0·11 Prozent BaO, jener des Strontiums 0·034 Prozent Sr = 0·04 Prozent SrO. Die Durchschnittszahl für Kalzium ist 3·43 Prozent = 4·79 Prozent CaO.

Sehr interessant ist schließlich die Zusammenstellung von baryumhaltigen Quellen, welche Delkeskamp mit Bienenfleiß geliefert hat. Von den 235 verzeichneten Quellen enthalten bloß 102 Spuren, welche quantitativ nicht bestimmt werden konnten oder die man nicht bestimmen wollte. Von den anderen enthalten:

Nr.	3	weniger als	0·00001	*g*	*Ba*	in	1	Liter
„	16	0·00001 bis	0·0001	„	„	„	„	„
„	52	0·0001 „	0·001	„	„	„	„	„
„	21	0·001 „	0·01	„	„	„	„	„
„	22	0·01 „	0·1	„	„	„	„	„
„	8	0·1 „	1·0	„	„	„	„	„
„	4	1 „	10	„	„	„	„	„
„	2	10 „	12	„	„	„	„	„

Man geht von einem quantitativ festgestellten Minimum von 0·000006 *g Ba* in 1 Liter (Schützenhofbrunnen in Wiesbaden nach Fresenius) bis zu einem Maximum von 1·2289 Prozent.

Was die anderen geologischen Fragen betrifft, so sind es zuerst die Arbeiten von Bischof, Sandberger und Dieulafait, welche zwei große Etappen in dem Studium dieses Gegenstandes bilden.

Bischof tritt ganz entschieden der Ansicht Leonhards, welcher manche Barytgänge für eruptiv hält, entgegen. Er selbst ist Anhänger der Thermaltheorie und faßt die Barytlager als Quellenabsätze auf. Der Absatz des Schwerspates in Spalten läßt sich aber nach ihm aus aufsteigenden warmen Quellen (Aszensionstheorie) nicht erklären; man könnte sich daher nur denken, daß die abgekühlten Quellen bei ihrem Laufe auf der Oberfläche an den Wänden von Spalten herabgesickert wären (Deszensionstheorie). Die Erklärung, warum sich der Barytspat erst an der Oberfläche ausscheidet, hält er mit Rose für schwierig.

Dieulafait ist neben Sandberger als Begründer der Lateralsekretionstheorie zu betrachten und nimmt in Frankreich eine ähnliche Stellung wie der letztgenannte in Deutschland ein. Seine Arbeit über die allgemeine Verbreitung von Strontium erschien sogar einige Monate früher als die berühmte Abhandlung von Sandberger[2]), welch letztere allerdings schon die fertige Theorie in ihrem vollen Umfange aufrollt. Beide erklären bekanntlich die

[1]) Clarke F. W., Analyses of Rocks from the Lab. of the U. S. Geolog. Surv. 1880—1903. Bulletin No. 228 of the U. S. Geol. Surv. Washington 1904, pag. 14—21.

[2]) Sandberger Fridolin, Zur Theorie der Bildung der Erzgänge. Berg- und hüttenmännische Zeitung, Leipzig 1877, Bd. 31, Nr. 44, November, pag. 377.

Bildung von Erzen und ihren Gangarten als eine Auslaugung der Silikate der kristallinischen Gesteine. In neuerer Zeit hat auch Delkeskamp darauf hingewiesen, daß hinsichtlich der Genesis der Schwerspatvorkommnisse die Lateralsekretionstheorie keineswegs zu verwerfen wäre, ja sie ließe sich in einigen Fällen mit ziemlicher Bestimmtheit nachweisen.

Eine besondere Stellung nimmt endlich Hornung[1]) ein, welcher eine Erklärung im Sinne seiner halurgometamorphischen Theorie gibt; er will von „Thermenerzeugnissen" nichts wissen und spricht sich für eine Extraktion des Baryums aus Geröllmassen und eventuell aus anstehendem Gestein durch Salzlaugen und eine Abscheidung aus derselben konzentrierten Lösung aus. Indessen scheint diese Theorie, welche hauptsächlich das Harzgebiet ins Auge faßt, keinen Anklang gefunden zu haben.

Die chemische Geologie des Baryts hatte zuerst die angebliche Unlöslichkeit des Schwerspates mit seiner großen Verbreitung in Einklang zu bringen. Bischof geht von der Löslichkeit des Baryumsilikats, Dieulafait von jener des Baryumsulfides aus.

Nach Bischof ist kieselsaurer Baryt in 20.000—27.590 Teilen (35—50 *mg* in 1 Liter) kaltem und 1000 Teilen (1 *g* in 1 Liter) siedendem Wasser löslich; er wird von schwefelsauren Alkalien und Erdalkalien zersetzt und in Schwerspat überführt. Die Einwirkung von schwefelsauren Salzen auf Baryumkarbonat erklärt die Umwandlung von Witherit in Baryt; das Vorkommen von Chlorbaryum in Solquellen zeigt ferner, daß auch dieses Salz Material zur Bildung von Barytspat liefert. Als eine Möglichkeit stellt er noch hin, daß Gewässer Schwefelbaryum enthalten könnten; organische Substanzen, die in Gewässern selten fehlen, würden den höchst schwerlöslichen schwefelsauren Baryt in das leichtlösliche, oxydierbare Schwefelbaryum überführen.

Dieulafait weist mit Recht auf das fast konstante Zusammentreffen von Baryt und Schwefelmetallen hin und läßt als Extraktionsmittel neben Wasser ein Prinzip sulfurant einwirken. Das Schwefelbaryum wird an der Luft zum Teil in schwefelsauren Baryt oxydiert, zum Teil in Karbonat überführt.

Aus dieser absichtlich ausführlich gehaltenen Übersicht sind leicht die Lücken, welche unsere Kenntnisse über die Bildung von Schwerspat aufweisen, zu ersehen.

Die physikalische Chemie des Baryums wurde nicht in Betracht gezogen, die geologische Chemie ist jedenfalls veraltet, vom theoretischen Standpunkt herrscht noch Unsicherheit und in bezug auf die rein geologische Frage fehlen noch solche Vorarbeiten, welche einen Überblick über den ganzen Komplex der wichtigsten Vorkommnisse ermöglichen. Es kann nicht Zweck folgender Zeilen sein, die genetische Frage in ihrem vollen Umfange aufzurollen und alle diese Lücken auszufüllen. Meine Aufgabe ist viel einfacher; sie wird sich bloß darauf beschränken, die Genesis der beiden oben beschriebenen Vor-

---

[1]) Hornung Ferd., Ursprung und Alter des Schwerspates und der Erze im Harze. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Berlin, Bd. 57, 1905, pag. 291.

kommen möglichst ausführlich zu erläutern. Aber auch nur die Erklärung eines einzelnen Falles setzt chemische und physikalische Kenntnisse voraus, die man sich aus der zerstreuten Literatur nur mit großem Zeitaufwand zusammenstellen kann. Es dürfte deshalb von allgemeinem Interesse sein, wenn ich eine Übersicht der für die geologische Chemie des Baryums wichtigsten Daten gebe, wenn auch somit die Symmetrie der Arbeit darunter leiden wird.

Zuerst wird also von den Löslichkeitsverhältnissen der Baryumsalze die Rede sein, über welche wir zum Teil erst in der neueren Literatur genaue Daten finden; die Schmelzbarkeit der Baryumsilikate und die Fähigkeit der Baryumsalze im festen Zustande zu diffundieren und chemisch zu reagieren werden auch besprochen. Am Schluß wird ein Resümee der für die Geologie wichtigen Reaktionen des Baryums und seiner Verbindungen gegeben. Erst dann, nachdem wir in der Weise eine breitere Grundlage gewonnen haben, soll die genetische Frage unserer Vorkommnisse, welche das eigentliche Thema unserer Aufgabe bildet, erörtert werden.

2. Physikalische Konstanten. Die Löslichkeit einiger Baryumsalze und des Quarzes.

Löslichkeit der Oxyde. Die Löslichkeit der Oxyde der Erdalkaligruppe wächst oberhalb einer gewissen Temperaturgrenze mit dem steigenden Atomgewicht, so daß Baryumoxyd das löslichste ist. Eine Sonderstellung nimmt in anderer Beziehung *Ca O* ein, welches mit zunehmender Temperatur immer schwerer löslich wird.

Temperatur	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°	35°	40°	45°	50°
Ba O [1] . .	1500	1750	2220	2890	3480	4190	5000	6170	7360	9120	11750
Sr O [2] . .	350	410	480	570	680	820	1000	1220	1480	1780	2130
Ca O [3] . .	[1362] [4]	1350	1342	1320	1293	1254	1119	1161	1119	[996] [4]	981

Milligramm in 1 Liter Wasser.

Temperatur	55°	60°	65°	70°	75°	80°	85°	90°	95°	100°
Ba O . . .	14710	18760	24670	31900	56850	90770	—	—	—	—
Sr O . . .	2540	3030	3620	4350	5300	6560	9000	12000	15150	18600
Ca O . . .	—	879	—	781	—	740	—	696	—	597

Milligramm in 1 Liter Wasser.

[1]) Rosensthiel und Rühlmann, Jahresbericht 1870, pag. 314.

[2]) Scheibler, N. Z. für Rübenzuckerind. 1881, pag. 17, 149, 257, Z. f. anal. Chem. 1882, pag. 21, 561.

Bineau A., Sur la solubilité de divers oxydes métalliques et des carbonates terreux etc. Compt. Rendu. Ac. Sc. Paris 1858, V. 41. Siehe auch Mém. Acad. Lyon. 1857, pag. 225—236.

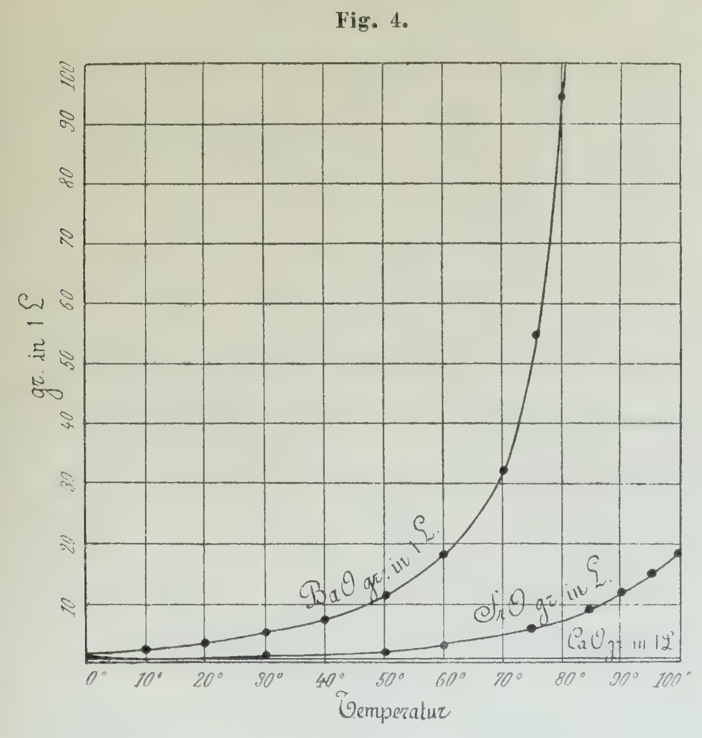
[3]) Guthrie A., Chem. Soc. Ind. J. 1901, V. 20, pag. 223—224; Jahresbericht 1901, pag. 414.

[4]) Shenstone W. and Cundall, Journ. Chemical. Soc. 1888, V. 53, pag. 550.

Lamy A., Mémoires sur la solubilité de la chaux dans l'eau. Paris. C. R. Acad. Sc. 1878, V. 86, pag. 333—337; Annales de Chimie u. Physik 1878, Vol. 14, pag. 145—190.

In Gegenwart von Natrium- und Kaliumchlorid[1]) ist die Löslichkeit des Kalkes größer als in reinem Wasser solange die Menge des Alkalisalzes nicht mehr als ein Fünftel des zur Sättigung nötigen Quantums beträgt; bei größerer Konzentration nimmt sie wieder ab

Fig. 4.



Löslichkeit der Oxyde in Wasser mit zunehmender Temperatur.

und ist in der gesättigten Lösung kleiner als in reinem Wasser. Chlornatrium erhöht die Löslichkeit mehr als Chlorkalium. Mit steigender Temperatur nimmt die Löslichkeit des Kalkes auch in Salzlösungen ab.

Die Löslichkeit der Chloride. Die Löslichkeit der Erdalkalichloride nimmt mit der Größe des Atomgewichtes der Elemente zu. Mit steigender Temperatur wächst sie bei $Ca\,Cl_2$ am raschesten. Das Diagramm wurde nach den Daten von Kremers[2]) konstruiert.

---

[1]) Cabot G. L., The Journal of the Soc. of. Chemical Industrie. Vol. 16, pag. 417—419. Ref. in Jahresber. f. 1897, pag. 767.

[2]) Kremers P., Über die Modifikation der mittleren Volumina einiger Salzatome und deren Lösungen. Poggend. Annal. Chemie u. Phys. 1856, Bd. 99, pag. 444.

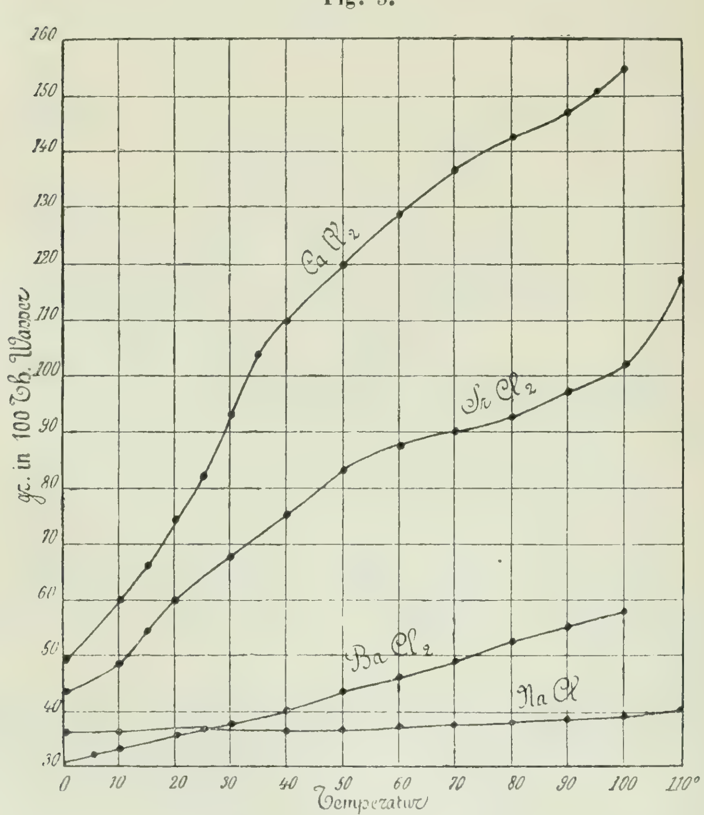
Temperatur	0°	5°	10°	15°	20°	30°	40°	50°
$BaCl_2$ . .	—	32·2	33·3	34·5	35·7	38·2	40·8	43·6
$SrCl_2$ . . .	44·2	—	48·3	—	53·9	60·0	66·7	74·4
$CaCl_2$ . . .	49·6	54·0	60·0	60·0	74·0	93·0	110·0	120·0
$NaCl$[1]) . .	35·52	35·63	35·74 (9°)	35·87 (14°)	36·13 (25°)	—	36·44	36·98

Gramm in 100 Teilen Wasser.

Temperatur	60°	70°	80°	90°	99°	100°	110°	118°
$BaCl_2$ . .	46·4	49·4	52·4	55·6	—	57·8	—	—
$SrCl_2$ . . .	83·1	89·6	92·4	96·2	—	101·9	109·1	116·5
$CaCl_2$ . . .	129·0	136·0	142·0	147·0	154	—	—	—
$NaCl$ . . .	37·25	37·88	38·22	38·87	—	39·61	—	—

Gramm in 100 Teilen Wasser.

Fig. 5.



Löslichkeit der Chloride im Wasser mit steigender Temperatur

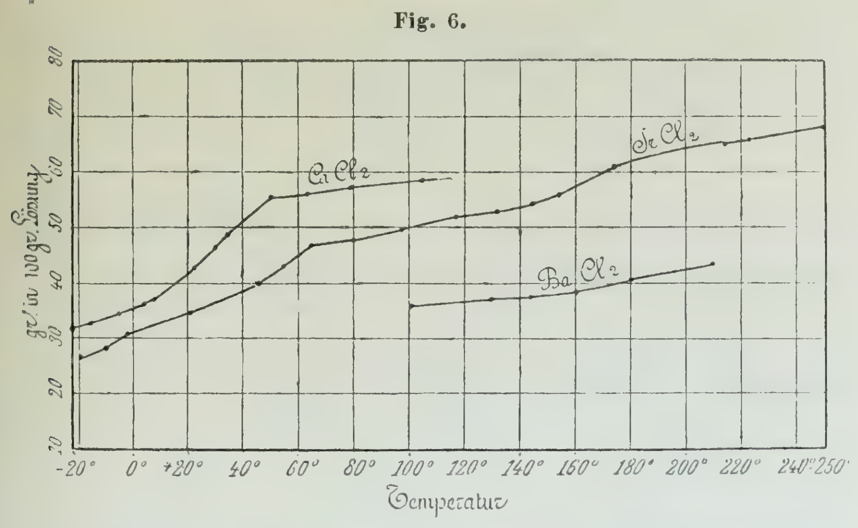
$$\left(y = 100 \frac{p}{\pi}\right)$$

---

[1]) Poggiale M., Mémoire sur la solubilité des sels dans l'eau. Ann. Chim. et Phys. Ser. 3, VIII, pag. 669, Paris.

Für Temperaturen oberhalb 100⁰ liegen die neuen Daten von Étard[1]) vor. Es wird aufmerksam gemacht, daß dieselben sich auf 100 *g* Lösung statt auf 100 Teile Wasser beziehen; daher der auffallende Unterschied mit den älteren Bestimmungen. Étard setzt $y = 100 \frac{p}{\pi + p}$, statt wie gewöhnlich nach Gay-Lussac $y = 100 \frac{p}{\pi}$. Es folgt daraus, daß die Löslichkeit statt von einer Kurve, von geraden Linien graphisch wiedergegeben wird und das Verhältnis $\frac{p}{p+\pi}$ des Gewichts des gelösten Salzes mit dem Gewicht der gesättigten Lösung proportional der Temperatur ist.

Fig. 6.



Löslichkeit der Chloride in Wasser mit zunehmender Temperatur.

$\left(\text{Nach Étard } y = 100 \frac{p}{\pi + p}\right)$

Temperatur	100°	130°	144°	160°	180°	215°
$BaCl_2$ *g* in 100 *g* Lösung	36·0	37·3	37·5	38·9	40·7	43·1

Temperatur	— 17°	— 11°	— 5°	— 1°	+ 2°	+ 7°	+ 18°
$SrCl_2$ *g* in 100 *g* Lösung	26·5	28·6	29·3	30·8	31·3	31·7	33·7
	21·5°	35°	44·5°	54°	55°	59°	64°
	34·7	37·8	39·8	42·8	43·8	47·7	46·4
	70°	80°	92°	98°	104°	105°	118°
	46·1	47·1	47·5	49·6	50·7	50·7	52·0
	132°	144°	153°	175°	215°	222°	250°
	52·5	54·7	55·7	60·5	64·4	65·4	67·3

[1]) Étard, Recherches expérimentales sur les solutions saturées. Annal. de Chimie et de Phys. Paris 1894, Serie 7, Vol. 2, pag. 503. Vergl. auch Comptes Rend. Ac. Sc. Paris. Vol. 98, 1884, pag. 993, 1278, 1432.

Temperatur	— 22°	— 17°	— 5°	— 5°	+ 4°	8°	22°
$CaCl_2$ *g* in 100 *g* Lösung	31·5	32·4	35·1	35·2	36·5	37·9	42·1
	29°	35°	49°	63°	80°	104°	115°
	46·1	49·0	55·1	55·9	57·5	58·5	58·6

Die Löslichkeit der Fluoride[1]. Nach Kohlrausch ist die Löslichkeit einiger Fluoride, nach dem elektrischen Leitungsvermögen ihrer Lösungen bestimmt und für eine Temperatur von 18°, folgende:

	BaF_2	SrF_2	CaF_2	Flußspat	MgF_2	PbF_2
mg in 1 Liter Wasser	1630	117	16	15	76	640

Für die Erdalkalifluoride steigt die Löslichkeit mit Zunahme der Temperatur verhältnismäßig träge; und zwar sind die Leitungsvermögen für nachstehende Temperaturen folgende:

BaF_2	Temperatur	—	9·5°	—	17·22°	18°	25·75°
	K. 10^6	—	1241	—	1520	1530	1847
SrF_2	Temperatur	0·26°	—	—	17·38°	18°	27·39°
	K. 10^6	101·8	—	—	170·0	172	218·0
CaF_2	Temperatur	— 0·07°	+ 0·16°	16·08°	17·28°	18°	26·59°
	K. 10^6	19·46	19·73	34·78	39·33	40[2]	48·05

Natriumfluorid, das in vielen Mineralwässern enthalten sein dürfte, ist in 25 Teilen Wasser löslich.

Die kolloidalen Eigenschaften des Fluorkalziums wurden von Paternò und Mazzuchelli[3] studiert. (Siehe weiter.)

Die Löslichkeit der Fluoride der Erdalkalien nimmt mit dem steigenden Atomvolumen zu, im Gegensatz zu den Sulfaten, welche sich umgekehrt verhalten. Die Löslichkeit des Fluorkalziums ist gleich jener des Baryumsulfats; anderseits liegt die des Fluorbaryums jener des Kalziumsulfats sehr nahe; der Mittelstellung des *Sr* gemäß sind Strontiumfluorid und Strontiumsulfat gleich löslich. (Vergl. Diagramm auf pag. 404.)

Die Löslichkeit der Sulfate[4]. Die Bestimmung der Löslichkeit des Baryts auf gewichtsanalytischem Wege bietet bekanntlich große Schwierigkeit; denn im allgemeinen je geringer die Löslichkeit

[1] Kohlrausch F., Über gesättigte wässerige Lösungen schwerlöslicher Salze. Zeitschr. f. phys. Chemie. 1903, Vol. 44, pag. 208.

[2] Flußspat bei 18° 37 K. 10^6.

[3] Rendiconti Acc. dei Lincei. Roma. Vol. 12, II, pag. 420 u. 520.

[4] Hollemann A. F., Bestimmung der Löslichkeit sogenannter unlöslicher Salze. Zeitschr. f. physik. Chemie. Bd. 12, 1893, pag. 125—139. — Kohlrausch und Rose, Die Löslichkeit einiger schwerlöslicher Körper im Wasser, beurteilt aus der elektrischen Leitungsfähigkeit der Lösungen. Sitzungsbericht der preuß. Akad. d. Wissenschaften 1893, 18. Mai, Zeitschrift für phys. Chemie. Bd. 12, 1893. — Fresenius und Hintze, Über das eigentümliche Löslichkeitsverhältnis des schwefelsauren Baryts. Zeitschr. f. angewandte Chemie 1896. — Küster F. W., Über die Löslichkeit des Baryumsulfats. Zeitschr. f. anorg. Chemie. Bd. 12, 1896, pag. 261—71. — Buchner G., Über eine lösliche kolloidale Modifikation des

eines Körpers ist, um so unsicherer ist dessen Bestimmung. So schwanken zum Beispiel nach den Angaben verschiedener Autoren die Wassermengen, welche zur Lösung der Einheit notwendig sind, für Baryumsulfat von 50.000—800.000, für Strontiumsulfat von 4000—15.000, für Baryumkarbonat von 10.000—40.000.

Indessen scheinen die Zahlen, welche aus der elektrischen Leitungsfähigkeit der Lösungen berechnet wurden, die verläßlichsten zu sein. Im Jahre 1893 haben Kohlrausch und Rose für die uns näher interessierenden Substanzen folgende Zahlen gegeben.

Temperatur	2°	10°	18·2°	26°	34°
Baryumsulfat	1·07 [1]	1·55	2·20	3·—	—
Schwerspat	1·27	(1·85) [2]	2·55	3·4	4·5
Strontiumsulfat	76	95	116	139	162
Gips + *aq*	1081	1403	1770	2130	(2470)
Baryumkarbonat	—	17	24	—	—
Strontiumkarbonat	7·7	(11)	15·0	(20)	26
Kalziumkarbonat	(16)	21	27	34	—
Kalkspat	14·6	(20)	26	(32)	39
Arragonit	17·6	23·5	30·5	39	48
Kieselsäure (unlösliche)	—	—	0·2	—	—
Kieselsäure + *aq* (lösliche)	—	—	106	—	—

Nach den letzten Angaben von Kohlrausch (1904) betragen die richtiggestellten Zahlen für gesättigte Lösungen bei 18° für:

$BaSO_2$	Schwerspat	$SrSO_4$	Cölestin	Gips
2·3	2·7	114	114	2040

$BaC_2O_4 . 2H_2O$	$SrC_2O_4 . H_2O$	$CaC_2O_4 . H_2O$
86	46	56 *mg* in Liter.

Aus der Tabelle läßt sich im allgemeinen folgendes bemerken.

Der Schwerspat ist um 16% [3] leichter löslich als künstliches Baryumsulfat. Baryumsulfat ist ca. fünfzigmal schwerer löslich als Strontiumsulfat. Die Karbonate der alkalischen Erden zeigen nicht die Reihenfolge ihrer Löslichkeit nach dem Atomgewichte, wie sie sich bei den Sulfaten umgekehrt ausspricht. Am wenigsten löslich ist das Salz des Strontiums; die von Baryum und Kalzium nach Äquivalenten gerechnet sind voneinander wenig verschieden und durchschnittlich im Verhältnis 5:3 löslicher als jenes.

Baryumsulfats. Chemikerzeitung Bd. 17, 1893, pag 178.. — Hulett George A., Beziehung zwischen Oberflächenspannung und Löslichkeit. Zeitschr. f. phys. Chemie 1901, Bd. 37, pag. 385—406. — Kohlrausch F., Über gesättigte wässerige Lösung schwerlöslicher Salze. Zeitschrift f. phys. Chemie 1903, Bd. 44, pag. 228. Kohlrausch F., Die Löslichkeit einiger schwerlöslicher Salze im Wasser bei 18°. Zeitschr. f. phys. Chemie 1904, Bd. 50, pag. 355.

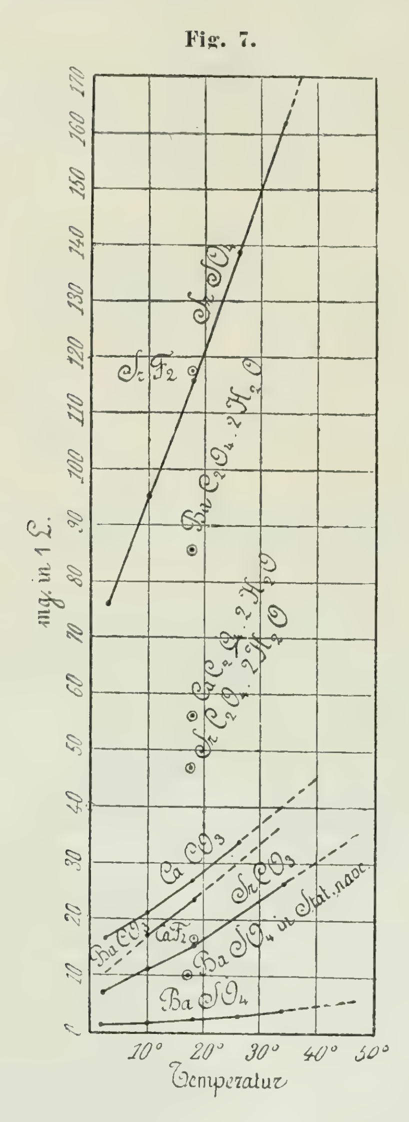
[1]) *mg* in einem Liter Wasser.

[2]) Eine Klammer bezeichnet Interpolation aus weiter abliegenden Beobachtungen.

[3]) Delkeskamp R. (Schwerspatvorkommnisse in der Wetterau etc. a. a. O.) gibt an, ebenfalls nach Kohlrausch und Rose, daß der natürliche Schwerspat sechszehnmal löslicher als der künstlich gefällte $BaSO_4$ ist. Offenbar ein Lapsus calami.

Mit der Temperatur wächst anfangs die Löslichkeit; bei dem Strontiumkarbonat relativ am stärksten. Die Diagrammlinien weichen bei den verschiedenen Temperaturen sehr wenig von der Geraden,

Fig. 7.



Löslichkeitsbestimmungen der Fluoride, Karbonate und Sulfate in Wasser.
(Nach Kohlrausch.)

deswegen ist aber nicht anzunehmen, daß die Löslichkeit auch nur für die nächstliegenden Temperaturen in demselben Maßstab zunehmen wird. Die Löslichkeit des Kalziumsulfats erreicht schon zwischen 35—70° ihr Maximum und sinkt dann so rasch, daß sie bei 250°

schon geringer als jene des Strontiumsulfats bei gewöhnlicher Temperatur ist.

Ich habe hier die Bestimmungen von Poggiale, Tilden und Shenstone aufgenommen.

Temperatur	0°	5°	20°	30°	35°	40°	50°	60°	70°	80°
$CaSO_4$	2050	2190	2410	2410	2540	2520	2510	2480	2440	2390

90°	100° [2]	140°	160°—165°	175°—185° u. 178'—183°	240°	250° [1]
2310	2170	780	560	270	180	180

mg in 1 L.

Dieselbe Löslichkeitsverminderung des $Ca\,SO_4$ wurde auch in Natriumchloridlösungen [2]) und im Meereswasser [3]) bei steigender Temperatur beobachtet.

Na Cl g in 1 L.	190·0	199·3	199·5	199·0	200·8	199·2	200·4	200·5	201·0	210·0
Temperatur	20°	44°	67°	85°	101°	130°	165°	169°	179°	225°
$Ca\,SO_4$ *mg* in 1 L.	8230	8300	8320	8230	6820	3920	2500	2440	2290	1780

Druck in Atm.	1	—	—	$1^1/_4$	—	—	$1^1/_2$
Temperatur	103°	103·8°	105·15°	108·6°	111·0°	113·2°	115·8°
$Ca\,SO_4$ *mg* in 1 L. Meereswasser	5000	4770	4320	3950	3550	3100	2670

Druck in Atm.	—	—	2	—	$2^1/_2$	—
Temperatur	118·5°	121·2°	124°	127°	130°	133·3°
$Ca\,SO_4$ *mg* in 1 L. Meereswasser [3])	2260	1830	1400	970	600	230

Kalziumsulfat verhält sich bei steigenden hohen Temperaturen ähnlich wie sein Oxyd. Die Löslichkeitsverminderung sollte nach Fresenius auch beim $SrSO_4$ stattfinden; nach ihm lösen sich bei 15° 145 *mg*, bei 100° nur 104 *mg* im Liter. (Ann. de Chem. et Phys. Poggend. 59, 1846, pag. 120.) Daß dies aber indessen nicht der Fall sein dürfte, ist schon aus dem Verhalten der Oxyde (pag. 398) zu entnehmen. Tatsächlich wird diese Vermutung von der neuen Bestimmung Wolfmanns [4]) bestätigt, die Löslichkeit steigt kontinuierlich wenigstens bis 100°.

Temperatur	0°—5°	10°—12°	20°	30°	50°	80°	90°	95°—100°
$Sr\,SO_4$ *mg* in 1 L.	98·3	99·4	147·9	160	162·9	168·8	172·7	178·9

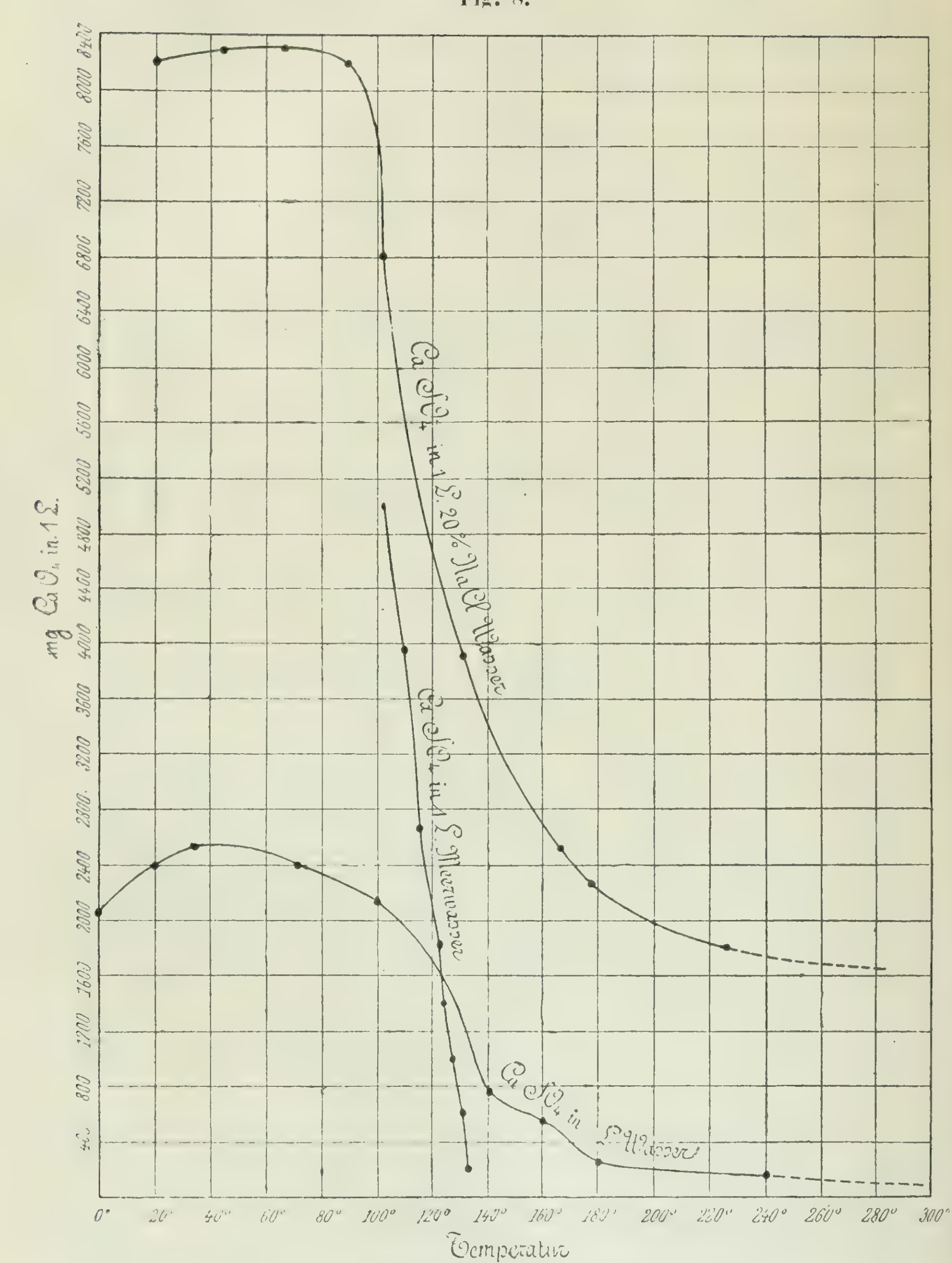
[1]) Poggiale M., Note sur la solubilité du sulfate de chaux. Journ. de Pharm., V, 1867, pag. 86—87, u. Annales de Chim. et. Phys., Paris, Ser. 3, V. VIII, pag. 463—78.

[2]) Tilden W. A. und Shenstone W. A., On the Solubility of Salts in Water at high Temperatures. — Philos. Transact. London, Vol. 175, 1884, pag. 30—31.

[3]) Coustè, Sur l'incrust. des chaudières à vapeur. Ann. d. Mines, Paris 1854, Ser. 5, Vol. V, pag. 80—81.

[4]) Wolfmann J., Studium über die Löslichkeitsverhältnisse einiger Strontiumsalze, besonders des Strontiumsulfats. Österr.-ung. Zeitschrift für Zuckerindustrie, Bd. 25, 1897, pag. 986—997, Chem. Zentralbl. Bd. 68, pag. 632.

Fig. 8.

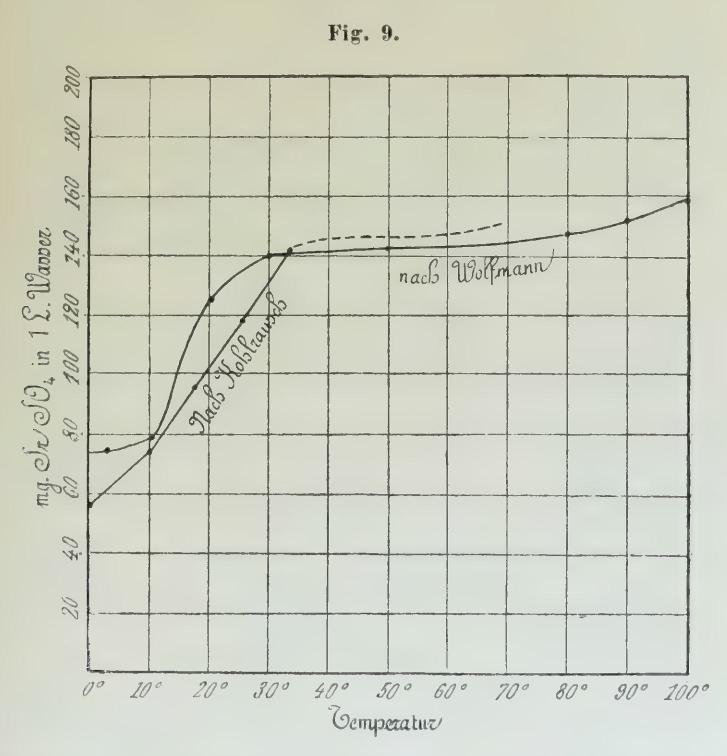


Löslichkeit des Kalziumsulfats (*mg* $CaSO_4$ in 1 L.) in Wasser und Salzlösungen mit zunehmender Temperatur.

Bei höherem Druck scheint Abspaltung von Schwefelstrontium aus dem $Sr\ SO_4$ einzutreten. In dem Diagramm wurden auch die für niedere Temperaturen zuverlässigeren Zahlen nach Kohlrausch aufgenommen.

Ein ähnlicher Verlauf der Kurve ist wohl auch für Baryumsulfat zu erwarten, also keine große Zunahme der Löslichkeit oberhalb 50⁰.

Fig. 9.



Löslichkeit des Strontiumsulfats im Wasser mit zunehmender Temperatur.

Nicht weniger interessant, namentlich für die Beziehungen der Schwerspatbildung mit Solquellen, sind die Zahlen, welche die Löslichkeit des Baryumsulfats in Chloridlösungen angeben.

Für Lösungen von Magnesium-, Aluminium- und Eisenchlorid hat Fraps[1]) folgendes Diagramm konstruiert, in welches ich auch die Resultate von Fresenius und Hintz[2]) für Ammonium- und Natriumchlorid eingetragen habe.

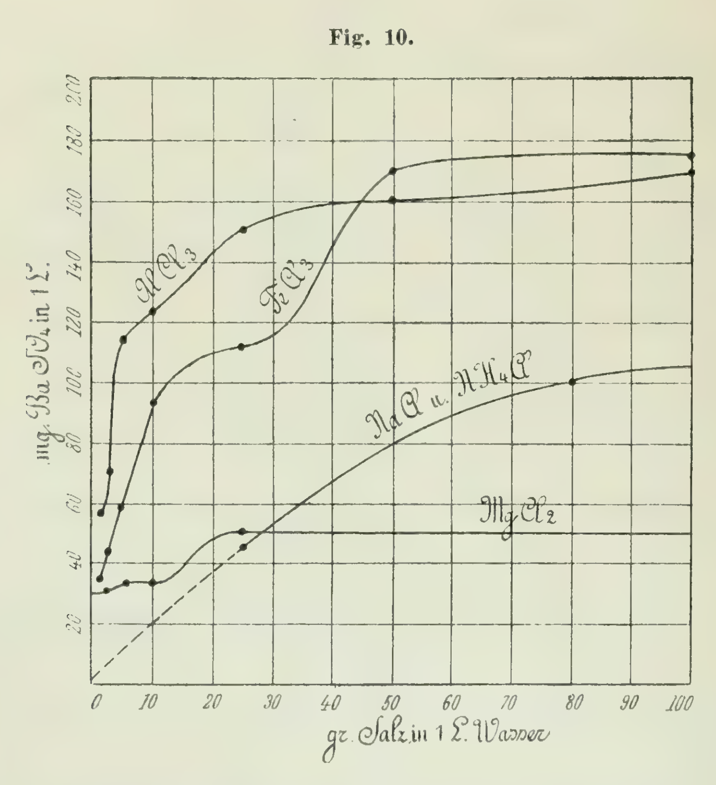
[1]) Fraps G. S., The solubility of Baryum sulfate in ferric chloride, aluminium chloride and magnesium chloride. — American chemical Journal, Baltimore 1902, Vol. 27, Nr. 4, pag. 288.

[2]) Fresenius und Hintz, Zeitschr. f. anal. Chem. 1896, Bd. 35, pag. 170 Über eigentümliche Löslichkeitsverhältnisse des schwefelsauren Baryts.

Das Maximum der Löslichkeit scheint also wenigstens annähernd schon bei relativ sehr verdünnten Chloridlösungen erreicht zu werden.

Die Anwesenheit von Baryumchlorid und freier Schwefelsäure vermindert die Löslichkeit des Baryumsulfats wesentlich. Nach Fresenius und Hintz löst sich ein Teil Baryumsulfat in „statu nascendi“ in 100.000 Teile reines Wasser (gleich 10 *mg* im Liter); in Gegenwart von Chlorbaryum oder Schwefelsäure nur in 400.000 Teile

Fig. 10.



Löslichkeit des Baryumsulfats in Salzlösungen mit zunehmender Konzentration.

Wasser (2·5 *mg* im Liter). Es sind weiter die Verhältnisse: 1:10.000 (100 *mg* im Liter) in einer $8^0/_0$igen Chlorammoniumlösung und 1:22.000 (45·4 *mg* im Liter) in einer $2{\cdot}3^0/_0$igen Chlorammonium- oder Chlornatriumlösung, aber nur 1:400.000 (2·5 *mg* im Liter) bei Anwesenheit einer mäßigen Menge von Schwefelsäure und 1:50.000, respektive 1:80.000 (20 *mg* und 12·5 *mg* im Liter) bei Gegenwart von Baryumchlorid.

Zu ähnlichen Resultaten ist auch Fraps gekommen: in Gegenwart von Baryumchlorid ist Baryumsulfat in den bewußten Lösungen weniger löslich.

Eine Löslichkeitszunahme wurde ferner auch in Natriumthiosulfatlösungen beobachtet [1]).

Nach Hulett [2]) ist die Löslichkeit von Baryumsulfat von der Korngröße abhängig; eine Lösung, welche durch große Kristalle gesättigt war, wird bis auf 100 Prozent der normalen Löslichkeit konzentrierter, wenn sehr feines Pulver eingetragen wird. Um

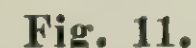
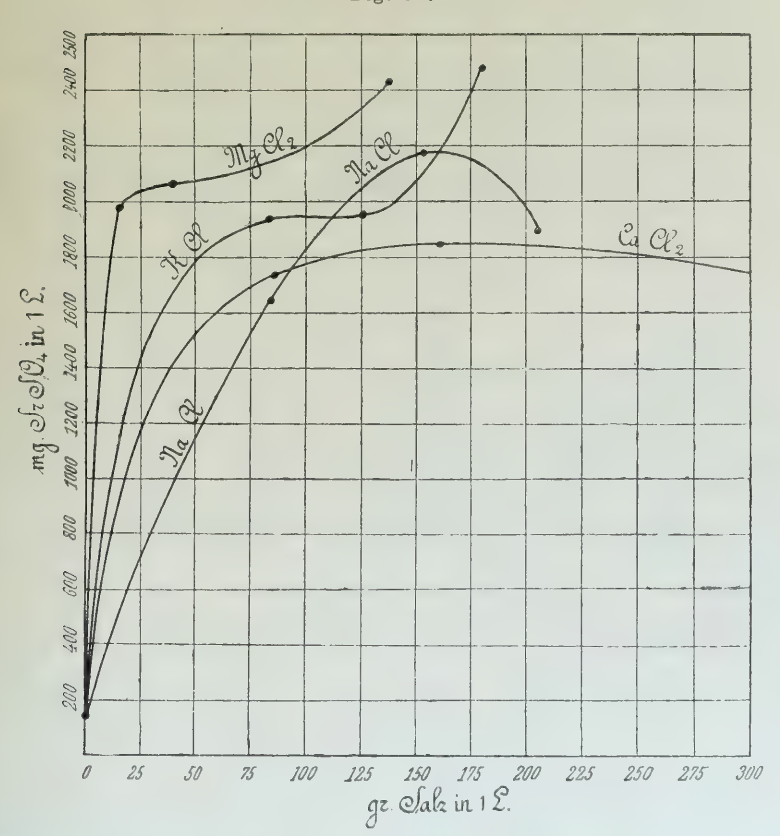


Fig. 11.



Löslichkeit des Strontiumsulfats in Salzlösungen mit zunehmender Konzentration.

20 Prozent steigt die Löslichkeit, wenn *Ba* SO_4 mit Quarz gerieben wird. Mit dieser von Hulett festgestellten Beziehung zwischen Oberflächenspannung und Löslichkeit steht offenbar auch die größere Löslichkeit des *Ba* SO_4 (vgl. Diagramm auf pag. 404) in statu nascendi in Zusammenhang. Über die kolloidale Modifikation des *Ba* SO_4 vgl. weiter in dem chemischen Abschnitt.

[1]) Dobbin L., Chem. Soc. Ind. J. Vol. 20, 1901, pag. 218—219.

[2]) Zeitschr. f. phys. Chem. 1903, Bd. 37, pag. 385.

Auch Strontium-[1]) und Kalziumsulfat sind viel löslicher in Chloridlösung als in reinem Wasser.

NaCl g in 1 Liter	221·7	155·4	84·4
$SrSO_4$ *mg* löslich in obiger Lösung . . .	1811	2186 (?)	1653
KCl g in 1 Liter	180·8	125·4	82·2
$SrSO_4$ *mg*	2513	1933	1925
$MgCl_2$ *g* in 1 Liter	136·3	40·3	15·9
$SrSO_4$ *mg*	2419	2057	1986
$CaCl_2$ *g* in 1 Liter	337	165·1	86·7
$SrSO_4$ *mg*	1706	1853	1756

Für Kalziumsulfat gebe ich hier die Resultate von Tilden-Shenstone[2]) und die neueren von Cloez[3]) wieder.

NaCl g bei 20° in 1 L. .	0	5·2	20·3	50·2	50·5	100	200	244	351	358·6
$CaSO_4$ *mg* in 1 L. . . .	2250	3010	4440	6150	6340	7380	8230	7200	7340	7090

Nach Tilden-Shenstone

NaCl g bei 14° in 1 L. .	24	47·7	95·—	142·2	231·5	313
$CaSO_4$ *mg* in 1 L. . . .	6350	8260	10560	11930	12750	15830

Nach Cloez

Das Verhalten der Löslichkeit des $CaSO_4$ in Chloridlösung bei steigender Temperatur wurde schon früher erläutert (pag. 405.)

In säurehältigem Wasser nimmt die Löslichkeit der Erdalkalisulfate mit wachsender Konzentration rasch zu. Nach Ostwald[4]) wird eben die Löslichkeit solcher Salze, welche in reinem Wasser schwer löslich sind, von anwesenden Säuren proportional deren Affinitätskonstanten gesteigert. Die von Bantisch gefundenen Zahlen sind für Salzsäurelösungen folgende:

Konzentration (Zahl der cm^3, welche 1 Milligrammäquivalent enthalten):

	0·2	0·5	1	2	10	
$BaSO_4$ . . .	0·017	0·056	0·089	0·133	—	*mg* Salz berechnet auf
$SrSO_4$ . . .	0·322	1·038	1·88	2·52	4·85	1 Milligrammäquivalent
$CaSO_4$ . . .	—	8·64	13·57	19·87	43·58	der Säure

In mit Kohlensäure gesättigtem Wasser ist Kalziumsulfat im Verhältnis 1 : 218 löslich, was 4587 *mg* in 1 Liter entspricht; die Löslichkeit ist somit zirka doppelt so groß wie in reinem Wasser[5]).

---

[1]) Virck Aug., Versuche über die Löslichkeit des schwefelsauren Strontians in einigen Salzlösungen. Chem. Zentralblatt VII, 1862, pag. 402—404.

[2]) William A. Tilden und Shenstone W. A., Solubility of Calcium Sulfate in Water. Prooced. Roy. Soc. London 1884—1885, V. 38, pag. 333.

[3]) Cloez Ch., Sur la solubilité du gypse dans les dissolutions de sel marin. Bull. Soc. Chimie, Paris, Ser (3), Vol. 29, 1903, pag. 167.

Vergl. auch: Frank C. Cameron, J. physic. Chemistry, 1901, Vol. 5, pag. 556 und 643, und Jahresbericht 1901, pag. 418.

[4]) Ostwald W., Chemische Affinitätsbestimmungen VII. Die Löslichkeit der Sulfate von Baryum, Strontium und Kalzium in Säuren. Nach Versuchen von Wassily, Bantisch. Journal f. prakt. Chem. Leipzig 1884, Bd. 29, pag. 52—57.

[5]) Moissan, Traité.

In Magnesiumchloridlösung ist die Löslichkeit des Gipses mehr als viermal so groß als in Wasser; das Maximum wird in einer Lösung von 105 *g* $MgCl_2$ in 1 Liter mit 11.129 *mg* erreicht; in konzentrierteren Lösungen nimmt die Löslichkeit ab, und zwar rascher als in $NaCl$-Lösungen; ebenfalls rasch fällt sie in $CaCl_2$-Lösungen bis zu einer Lösung von 20 *g* $CaCl_2$ in 1 Liter; eine Lösung von 357 *g* in 1 Liter löst nur Spuren von $CaSO_4$. In verdünnter Lösung des Na_2SO_4 ist die Löslichkeit des Gipses kleiner als in Wasser; erst bei 250 *g* in 1 Liter wird sie größer.

In Gegenwart von $CaCO_3$ steigt die Löslichkeit von Gips in $NaCl$-Lösungen weniger rascher als in der reinen $NaCl$-Lösung[1]).

Aus den Bestimmungen von Wolfmann[2]) ist gleichzeitig der Einfluß der Lösungsmittel und der Temperatur auf Strontiumsulfat zu überblicken. Die Zahlen stimmen mit jenen von Virck (vergl. pag. 410) nicht überein; man sieht jedenfalls, daß die Temperatur hier einen geringeren Einfluß als auf die Löslichkeit in reinem Wasser hat.

In 1000 *g* einer zehnprozentigen Lösung von	Bei 20° $SrSO_4$ *mg*	Bei 98° $SrSO_4$ *mg*
$NaNO_3$	7032	8422
HNO_3	7000	8744
NH_4NO_3	7011	8094
$Ca(NO_3)_2$	4021	4398
$NaCl$	6302	6913
HCl	6003	6694
NH_4Cl	6394	6902
$SrCl_2$	1499	2096
$CaCl_2$	3134	3579

Auffallend ist die vermehrte Löslichkeit selbst in Strontiumsalzlösungen für $Sr(NO_3)_2$; mit zunehmender Konzentration ist sie:

$Sr(NO_3)_2$ Prozent	1	5	10	20	30	40
$SrSO_4$ *mg* in 1 Liter obiger Lösung bei 20°	1573	1776	1984	1896	1903	1800

Die Löslichkeit der Karbonate. Die Zahlen von Kohlrausch wurden schon in der Tabelle auf pag. 403 wiedergegeben; mit diesen stimmen diejenigen, welche von Hollemann ermittelt wurden, gut überein: 1 : 64.070 (16·6 *mg* in 1 Liter) bei 8 8°, 1 : 45.566 (21·9 *mg* in 1 Liter) bei 24·2° für Baryumkarbonat. Das $BaCO_3$ ist leichter als in reinem Wasser in Lösungen von Ammoniumsalzen, K_2CO_3, Na_2SO_4, $MgSO_4$, $ZnSO_4$, $Ca(NO_3)_2$ löslich, nicht aber in jener von $NaCl$ und $ZnCl$[3]).

---

[1]) Cameron u. Seidell, J. physic. Chemistry, 1901, Vol. 5, pag. 643 bis 655. Jahresbericht 1901, pag. 418.

[2]) Wolfmann, Z. Zuckerind. 1897, Bd. 25, pag. 986—997.

[3]) Karsten, Philosophie der Chemie. Berlin 1849, pag. 190. — Vogel, Journal f. prakt. Chemie 1836, Bd. 7, pag. 483. — Wackenroder, Liebigs Annalen 1837, Bd. 24, 30; 1842, Bd. 41, pag. 315. — Drechsel E., Journal f. prakt. Chemie 1877 (2) 16, pag. 169.

Die Geschwindigkeit, mit welcher die Erdalkalikarbonate von einer Säure angegriffen werden, ist umgekehrt proportional dem Atomgewichte[1]).

In einer gesättigten Kohlensäurelösung vermehrt sich die Löslichkeit des Baryumkarbonats bedeutend und übertrifft sogar, zumal bei wachsendem Druck, jene des Kalziumsalzes. Nach Wagner[2]) haben wir:

Tension des CO_2 in *Hg cm*	0·05	0·08	0·33	1·38	2·86	5·00
$Ba\,CO_3$ *mg* in 1 Liter	118·6	144·6	233·1	387·3	503	615·6
Tension des CO_2 in *Hg cm*	14·17	25·29	42·17	55·29	98·16	72·92
$Ba\,CO_3$ *mg* in 1 Liter	916·4	1139·6	1301·1	1511·8	1663·7	1856·6

Tension des CO_2 in *Hg cm*	0·05	0·08	0·33	1·38	2·82	5·00	25·30	41·60	55·30	72·90[3])
$Ca\,CO_3$ *mg* in 1 L.	74·6	85	137·2	223·1	296·5	360	663·4	787·5	885·5	972

1 Atm.	2 Atm.	4 Atm.	6 Atm.[4])
1071	1403	1820	2109

Mit zunehmender Temperatur steigt die Löslichkeit des $Ca\,CO_3$ ziemlich rasch; sie ist bei gewöhnlicher Temperatur 1 : 16.600 oder 1 : 50.000 (Bineau[5]); bei 8·7° 1 : 99.500 (10 *mg* in 1 Liter) und bei 23·8° 1 : 80.000 (12 *mg* in 1 Liter) nach Hollemann[6]); bei 100° 1 : 9000 (110 *mg* in 1 Liter) nach Fresenius und 1 : 7000 (140 *mg* in 1 Liter) nach Pollacci[7]); über 100° soll sie aber sehr rasch fallen, denn schon bei 150° erreicht sie nach Coustè[8]) die Null. Bei dieser Temperatur wird aus einer wässerigen Lösung das ganze Kalziumkarbonat gefällt und der entstandene Niederschlag soll sich nach der Erkältung nicht mehr lösen (Coustè).

In wässeriger Lösung ist $Ca\,CO_3$ in Hydrat und Bikarbonat dissoziiert, da Phthalein schwach rötlich wird.

In einer 10%-Kochsalzlösung lösen sich 0·332 *g* pro Liter bei 15° (Freadwell und Reuter[9]), während in reinem Wasser in Abwesenheit von freier Kohlensäure die Löslichkeit bei der gleichen Temperatur 0·385 *g* in 1 Liter beträgt.

---

[1]) Pawlesky, Über die Geschwindigkeit der Reaktionen. Bericht d. deutsch. Chem. Ges. 1880, Bd. 13, pag. 334.

[2]) Wagner R., Über die Löslichkeit einiger Erd- und Metallkarbonate in kohlensäurehältigem Wasser. Zeitschr. f. analyt. Chemie 1867. Bd. 6, pag. 167—172.

[3]) Schloesing Th., Sur la dissolution du carbonate de chaux par l'acide carbonique. Compt. Rend. Ac. Sc. Paris 1872, Vol. 74, pag. 1552—6; Vol. 75, pag. 70—73. — Bodlaender G., Über die Löslichkeit der Alkalikarbonate in kohlensäurehältigem Wasser. Zeitschrift f. physik. Chemie 1900. Bd. 35, pag. 23.

[4]) Engel, Ann. Ch. Ph. (6) 13, 346, 1888

[5]) Bineau A., Sur la solubilité des diverses oxydes métallique et des carbonates terreux etc. Compt. Rend. Ac. Sc. Paris 1859, Vol. 49, pag. 799—814.

[6]) Hollemann, a. a. O. Zeitschrift f. physik. Chemie, Bd. 12, 1893, pag. 125—139.

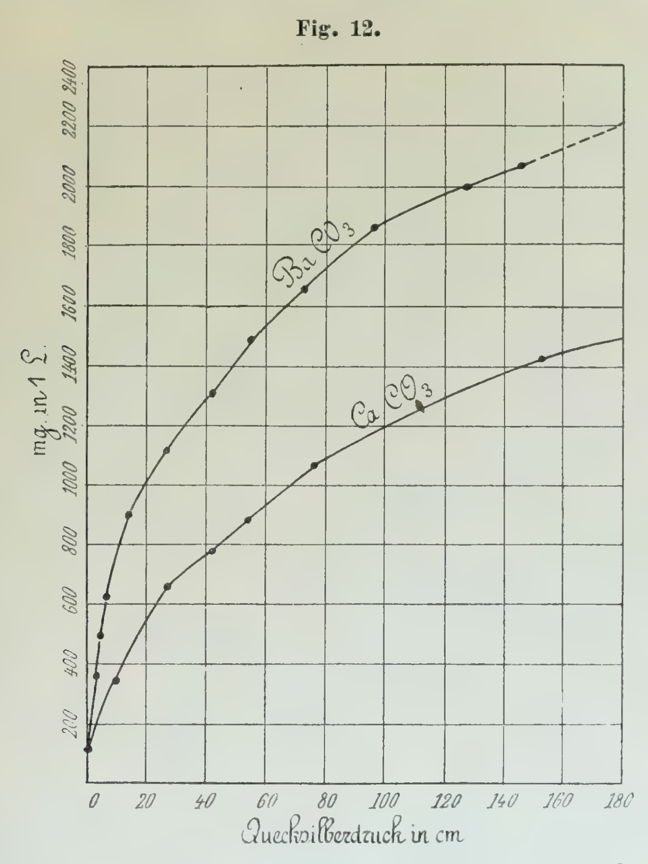
[7]) Pollaci, L'Orosi 19, 217, 1896.

[8]) Coustè, Sur l'incrustation de chaudières à vapeur. Ann. des Mines., Paris 1854. Vol. 5, pag. 80—81.

[9]) Freadwell F. P. und Reuter M., Über die Löslichkeit der Bikarbonate des Kalziums und Magnesiums. Zeitschrift f. anorg. Chemie, Bd. 17, 1898, pag. 170—204.

Nach Anderson[1]) lösen sich von amorphem Kalziumkarbonat 0·248 *g* in 1 Liter destillierten Wassers und 0·610 *g* in 1 Liter Meerwassers bei 10—15°. Kalkstein ist bedeutend weniger löslich.

Fig. 12.



Löslichkeit der Karbonate in CO_2-hältigem Wasser mit zunehmenden Druck.

Die Diffusion von Baryumsulfat im festen Zustande. Die Reaktion von $Ba\,SO_4$ und $K_2\,CO_3$ unter Druck. Der Einfluß des Druckes auf chemische Reaktionen ist verschieden, je nachdem das Reaktionsprodukt ein größeres oder kleineres spezifisches Gewicht als die reagierenden Substanzen hat. In dem ersten Falle haben Cailletet[2]) und Pfaff[3]) die Aufhebung der Reaktionsfähigkeit nachgewiesen, zum Beispiel reagieren $H_2\,SO_4$ und

[1]) Anderson W. S., The solubility of Carbonate of Lime in Fresh and Sea Water. Proocedings of the royal Soc. of Edinburg, Vol. 16, 1890, pag. 319—324.

[2]) Cailletet, De l'influence de la pression sur les phénomènes chimiques. Compt. Rend. Acad. d. Sc. Paris, Tome 68, 1869.

[3]) Pfaff, Versuche über die Wirkung des Druckes auf chemische und physikalische Vorgänge. Neues Jahrbuch f. Min. 1871, pag. 824—839.

Zn schon bei einem Druck von 80 Atmosphären nicht mehr. Im zweiten Falle wird die Reaktion beschleunigt und auch für Substanzen, welche bei der gewöhnlichen Temperatur nicht reagieren, hervorgerufen. Zum Beispiel ist bei 5000 Atmosphären die Reaktion zwischen Kupfer und Schwefel eine vollständige, indessen geben 130 Vol. $Cu + S$ 100 Vol. $Cu_2 S$ (Spring[1]).

Von speziellem Interesse sind für uns die Versuche von Spring über die Reaktion von Baryumsulfat mit Kaliumkarbonat. Die Salze wurden im vollkommen trockenen Zustande im Verhältnis wie 1:3 gemischt und einem Drucke von 6000⁰ Atmosphären ausgesetzt. Nach dieser Operation wird analytisch nachgewiesen, daß ein Teil des Baryumsulfats in Baryumkarbonat umgewandelt wurde. Bei Anwendung von einem Teil Baryumkarbonat und drei Teilen Kaliumsulfat tritt die umgekehrte Reaktion ein. Die chemische Wirkung lauft aber weiter fort, auch wenn die gepreßten Zylinder aus dem Apparat genommen wurden und im Exikator liegen und scheint erst nach 14—30 Tagen aufzuhören. Die Erklärung dieser letzteren Erscheinung findet Spring[2]) in der Diffusion der Salze in festem Zustande. Der Verlauf der Reaktion wird von folgender Tabelle illustriert.

Prozente von Natriumkarbonat nach

Zahl der Druckversuche	0 Tagen	7 Tagen	14 Tagen
0	49·79[3])	48·95	49·47
1 bis 6000 Atm.	59·6	63·91	64·66
3	69·25	74·98	77·38
6	73·31	80·68	80·31

[1]) Spring Walt., Recherches sur la propriété que possédent les corps de se souder sous l'action de la pression. Bull. d. Acad. roy. de Belgique Bruxelles. 1880, Tome 49, pag. 323—379.

— Formation de quelques arséniures métalliques par l'action de la pression. Bull. Ac. Belg. 1883, pag. 229, 3ième S., T. V.

— Formation de sulfures métalliques sous l'action de la pression etc. Ib. pag. 492, 1883.

— De l'action de la pression sur les corps solides en poudre. Bull. Soc. Chim. Paris, V. 40, 1883, pag. 520—526, und Ber. d. deutsch. Chem. Ges. Berlin 1883, pag. 2833—2835.

[2]) Spring W., Réaction du sulfate de baryum et du carbonate de sodium sous l'influence de la pression. Bulletins de l'académie royale de sciences de Belgique, 55ième Année, 3ième Série, T. X, 1885, pag. 204.

— Réaction du carbonate de baryum avec le sulfate de sodium sous l'influence de la pression. Bulletin de la Société chimique de Paris 1886, T. XLVI, pag. 299.

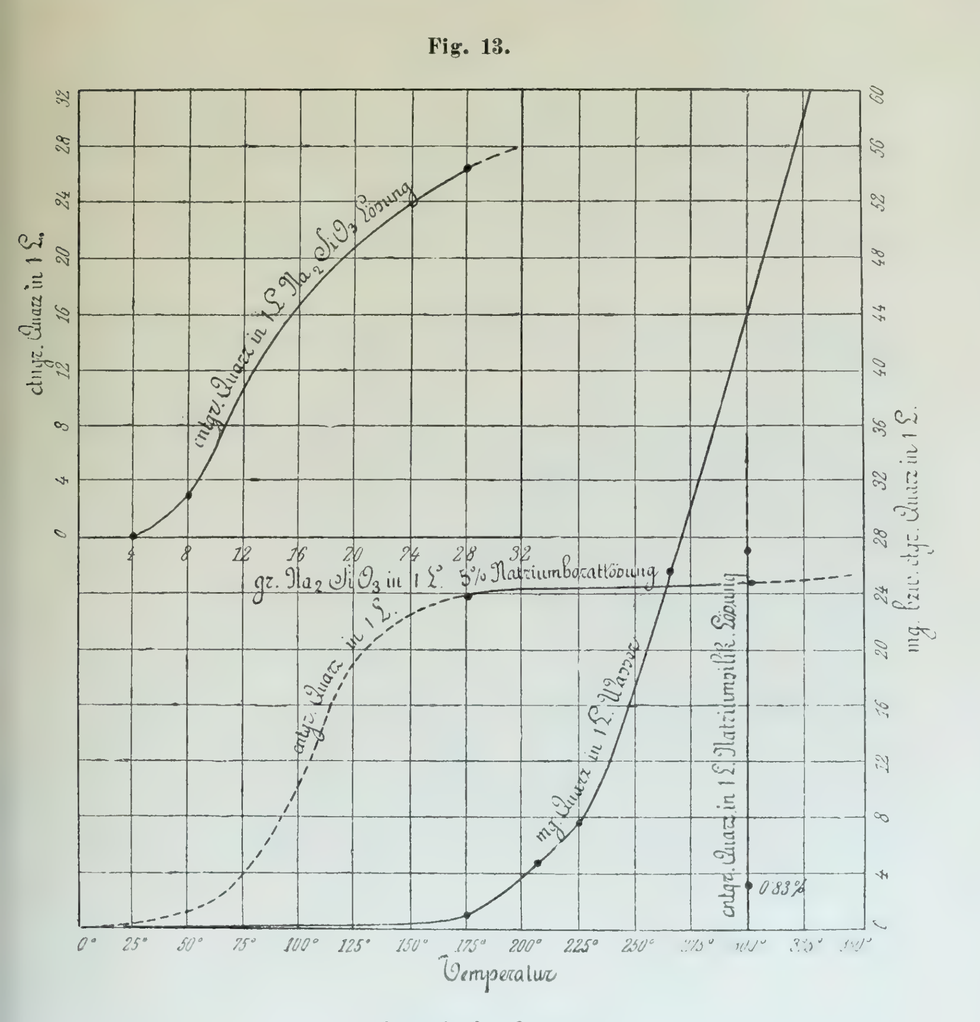
— Sur la réaction chimique des corps à l'état solide. Bull. acad. Belg. 1888, pag. 43.

— De l'action de la pression sur les corps solides en poudre. Bull. Soc. Chim. Paris, V. 40, 1883, pag. 520—526.

[3]) Beziehungsweise 9·5 Prozent von Baryumsulfat.

Die Löslichkeit einiger natürlicher Silikate. Steiger[1]) hat die Löslichkeit einiger Mineralien im Wasser, im pulverförmigen Zustande bei einer Temperatur, welche nie über 70° F gestiegen war während einer Zeitdauer eines Monats bestimmt.

Fig. 13.



Löslichkeit des Quarzes.

Um die Vergleiche zu ermöglichen, sind die Resultate der bestimmten Alkalinität der Lösung immer auf den Äquivalent von Natriumoxyd bezogen.

[1]) Steiger George, The Solubility in Water of certain natural Silicates Bull. of. the U. S. Geol. Survey Nr. 167, 1900, pag. 159. — Clarke F. W., The alkaline Reaction of some natural Silicates. Ibidem pag. 156.

	Gehalt an gebundenen Alkalien nach der Analyse des Minerals	Äquivalent von Na_2O in der Lösung
Muskovit	10·00	0·32
Orthoklas	16·00	0·11
Oligoklas	9·18	0·90
Albite	12·10	0·70

Die älteren Löslichkeitsbestimmungen von Dölter, Hoffmann, Rogers, Müller wurden von Brauns[1]) (Chemische Mineralogie pag. 396) zusammengestellt.

Nach Pfaff sind von einem Orthoklas bei 18⁰ und 160 Atmosphärendruck 5·5 *mg* löslich (275 *mg* in einem Liter).

Löslichkeit der Kieselsäure. Gelatinöse, amorphe und kristallisierte Kieselsäure sind in verschiedenem Grade im Wasser löslich.

Gelatinöse Kieselsäure wird nach jahrelangem Aufbewahren unter Wasser immer schwerer löslich in einer Kaliumhydratlösung; wird sie im Wasser einer Temperatur von 200⁰ bis 300⁰ ausgesetzt, so ist der Unterschied der Löslichkeit schon nach einigen Tagen merklich[2]). Amorphe Kieselsäure (Opal) wird bei einer Temperatur von 280⁰ bis 290⁰ in natriumsilikathältigem Wasser und unter dem zugehörigen Dampfdruck nach sieben Tagen vollständig in ein kristallinisches Quarzaggregat umgewandelt[3]).

Die Löslichkeit des Quarzes im Wasser nimmt mit der Erhöhung der Temperatur bedeutend zu, wie von Spezia experimentell festgestellt wurde[4]). Leider sind seine Resultate, welche eigentlich ein anderes Ziel angestrebt haben, nur relative Werte, denn offenbar wurde die Sättigung nicht immer erreicht, die Quantität der Lösungsmittel nicht immer angegeben wird. Immerhin sind seine Daten (vgl. das Diagramm auf pag. 415) auch in dieser Beziehung sehr interessant und sie sollen auf nachstehender Seite wiedergegeben werden:

[1]) Allgemeine Geologie, pag. 311.

[2]) Spezia G., Sopra un deposito di quarzo e di silice gelatinosa trovato nel traforo del Sempione. Atti d. Acc. delle Scienze di Torino. Vol. 34, 1898—99, pag. 713. — Chrustschoff K. v., Künstliche Darstellung kristallisierter Kieselsäure. Tschermaks Min. Mitt. 1882, pag. 536.

[3]) Spezia G., Contribuzioni di geologia chimica. Esperienze sul quarzo e sull' opale. In: Atti Acc. Sc. di Torino, Vol. 33, 1897—98, pag. 881.

[4]) Spezia G., Contrib. di geol. chim. Esperienze sul quarzo. Atti dell' Acc. Sc. Torino, Vol. 33, 1897—98, pag. 292.

	Gewicht des Quarzes in *g*	Oberfläche in mm^2	Temperatur (Grade)	Druck in Atmosphären	Dauer des Versuches in Tagen	Gewichtsverlust in *mg*	Gewichtsverlust in *mg* für 30 Tage und 100 mm^2
I	11·6641	2206	25	1750	156	—	—
II	0·8540	371	153	1161	60	0·5	0·067
III	0·8521	365	175	8·8	60	0·8	0·11
IV	0·7079	390	207	18	30	5·1	1·31
V	0·4340	282	224	24	32	7·0	2·32
VI	0·4664	289	231	28	30	7·6	2·63
VII	0·8266	346	268	52	30	26·8	7·74
VIII	0·7312	420	323	122	11	18·3	11·87
IX [1]	0·4346	284	182	1322	28	4·3	1·62
X	0·6999	385	207	18	30	13·6	3·53
XI	0·4676	287	231	28	30	14·5	5·05

Pfaff[2]) glaubte nach einem allerdings sehr summarischem Versuche festgestellt zu haben, daß Quarz unter einem Druck von 290 Atmosphären seine Löslichkeit vermehrt; der Gewichtsverlust wäre von 4 *mg* gewesen.

Spezia[3]) hat aber mit zahlreichen Präzisionsversuchen die Unlöslichkeit des Quarzes bei der gewöhnlichen Temperatur selbst bei viel höherem (1750 Atm.) Drucke bewiesen und auf die möglichen Fehlerursachen des unter Anwendung eines Papierfilters ausgeführten Experiments von F. Pfaff aufmerksam gemacht.

Viel leichter als in reinem Wasser ist Quarz selbst in verdünnten Lösungen von Natriumsilikat und Natriumborat löslich[4]). (Siehe die folgende Tabelle und jene auf pag. 418.

Löslichkeit des Quarzes in Natriumborat bis 316° und 6000 Atm. Druck.

	Lösungsmittel	Gewicht des Quarzes (Gramm)	Oberfläche	Temperatur (Grade)	Druck	Dauer (Stunden)	Gewichtsverlust
I	Natriumborat 5%	1·0678	165 + 219	290 - 315	76—106	96	0·257 *g* = 66·9 *mg* pro cm^2
II	"	1·0666	—	12—16	6000	480	—
III	"	—		160 - 194	—	96	0·62 *mg* pro cm^2
IV	"	—	—	160	—	96	—
V	"	—	—	109	—	96	—

[1]) Die Versuche IX—XI wurden mit Quarzplättchen, welche parallel der Symmetrieachse, in II—VIII aber normal derselben, geschnitten wurden, ausgeführt. Diese zwei Richtungen zeigen, wie auch in anderer Weise festgestellt wurde, das Maximum und das Minimum der Löslichkeit des Quarzkristalles.

[2]) Pfaff F., Allg. Geologie als exakte Wissenschaft. Leipzig 1873, pag. 311.

[3]) Spezia G., La pressione nell' azione dell' acqua sul quarzo. Att. Acc. Scienze Torino, Vol. XXXI, 1895—96, pag. 246.

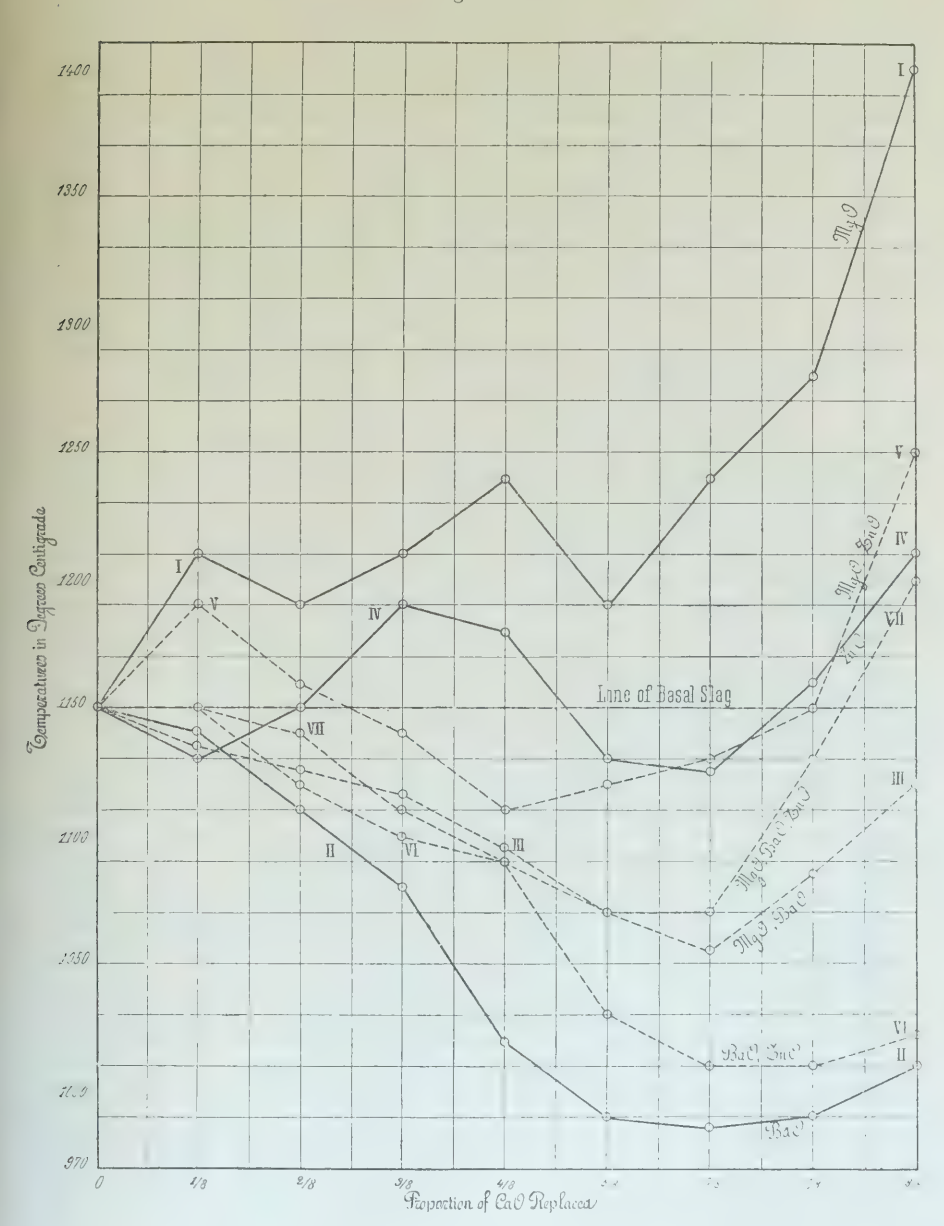
[4]) Spezia G., Contrib. di geol. chimica. Solubilità del quarzo nelle soluzioni di silicato sodico. Atti Acc. Sc. Torino, Vol. XXXV, 1899—1900, pag. 750. — Spezia G., Contrib. etc. Solubilità del quarzo nelle soluzioni di tetraborato sodico. Att. Acc. Sc. Torino, Vol. XXXVI, 1900—1901, pag. 631.

Löslichkeit des Quarzes in Natriumsilikat bis 310° und 6000 Atm. Druck.

	Zusammensetzung der Lösung	Gewicht des Quarzes (Gramm)	Oberfläche	Temperatur (Grade)	Druck	Dauer (Stunden)	Gewichtsverlust (Gramm)
I	Na_2SiO_3 . . 2·82%	0·8320	298 mm^2 ‖ 42 mm^2 ⊥	290—310	76—106 (ca.)	24	0·2012
II	Na_2SiO_3 . . 2·82%	0·8332	281 mm^2 ⊥ 60 mm^2 ‖	290—310	76—106 (ca.)	24	0·2714
III	Na_2SiO_3 . . 0·83%	1·6218	495 mm^2 ‖ 72 mm^2 ⊥	290—310	76—106 (ca.)	38	0·0346
IV	Na_2SiO_3 . . 0·43%	0·8476	vorwiegend ‖	145—160	—	168	0·004
V	SiO_2 . . . . 0·65% Na_2O . . . . 0·27%	2·7286	—	290—310	76—106 (ca.)	120	— Gewichtszunahme 0·0093
VI	SiO_2 . . . . 0·53% Na_2O . . . 0·34%	2·7379	—	290—310	76—106 (ca.)	40	0·004
VII	SiO_2 . . . . 0·42% Na_2O . . . . 0·41% (22 cm^3)	0·8742	halb ⊥ und halb ‖	290—310	76—106 (ca.)	24	0·0588
VIII	SiO_2 . . . . 0·42% Na_2O . . . . 0·41% (11 cm^3)	0·8768	halb ⊥ und halb ‖	18—20	2600	120	—
	SiO_2 . . . . 0·41% Na_2O . . . . 0·41% (6 cm^3)	0·8768	halb ⊥ und halb ‖	18—20	6000	192	—

Ein Zusatz von Borsäure vermindert die Löslichkeit; eine Lösung von 10 Prozent Kaliumborat und 10 Prozent Borsäure löst schon weniger als eine fünfprozentige Natriumboratlösung. In Borsäure allein ist Quarz bei 300—320° schwerlöslicher als in Wasser.

Fig. 14.



Die Schmelzbarkeit von Baryumsilikaten, verglichen mit jener von Kalziumsilikaten. H. O. Hofman[1]) hat eine interessante Reihe von Schmelzpunktbestimmungen von Eisen und Kalziumsilikaten gemacht. Für unsere Aufgabe ist von speziellem Interesse der Vergleich mit jener Kieselsäureverbindung, wo CaO ganz oder teilweise durch BaO ersetzt wurde. Eine bedeutende Temperaturerniedrigung des Schmelzpunktes ist die Folge dieser Substitution, auch in Begleitung mit ZnO, MgO und der Mischung $MgO\,ZnO$, wie aus dem Diagramm (pag. 419) ersichtlich ist. Aus demselben kann man ferner den Schluß ziehen, daß die Schmelztemperatur dieser Silikate in keinem Zusammenhang mit dem Schmelzpunkt der betreffenden Elemente, wohl aber vielleicht mit jenem ihrer Oxyde steht. Kalzium: Schmp. 760^0, ist leichter flüchtig als *Ba* und *Sr*. Strontium: schwerer schmelzbar als *Ba*. Baryum: Schmp. 850^0 ca., schon bei 950^0 flüchtig, sehr rasch bei 1150^0 im Vakuum. Magnesium: Schmp. 633^0. Kalziumoxyd schmilzt bei 3000^0 im elektrischen Ofen und verflüchtigt, Magnesiumoxyd ist bei dieser Temperatur unschmelzbar. (Mallet, B. Soc. Chim. 1876, T. 30, pag. 354; Guntz, Id. (3), T. 29, 1903, pag. 483; Moissan, Traité de chim. mineral.)

3. Zur geologischen Chemie des Baryums.

Die für die chemische Geologie wichtigsten Reaktionen des Baryums.

Die Originalarbeiten über die Chemie des Baryums enthalten eine Fülle von detaillierten Angaben, die man gewöhnlich in den Handbüchern vermißt, welche aber für die geologische Chemie von großer Wichtigkeit sind. Hätten wir ein modernes Lehr- oder Handbuch der chemischen Geologie, so wäre die folgende Zusammenstellung gewiß hier nicht am Platz; wenn man aber bedenkt, daß die letzte Auflage von Bischof, Chem. u. phys. Geol., aus den Jahren 1863—1866, und jene von Roth aus dem Jahre 1879 datiert, so wird man kaum die nun folgende Übersicht als überflüssig betrachten können. In gedrängter Form habe ich versucht, das Material für die chemische Geologie des Baryums, welches in der mir bekanntgewordenen und zum Teil nicht leicht zugänglichen Literatur enthalten ist, darin zusammenzustellen. Auf Vollständigkeit wird es selbstverständlich keinen Anspruch erheben, denn dieser allgemeine Teil hat bloß den Zweck, eine breite Basis für die darauffolgende Diskussion über die Genesis der zwei oben beschriebenen Barytvorkommnisse zu gewinnen.

Baryumhydrür. BaH_2—. Es schmilzt bei 1200^0 unter teilweiser Verflüchtigung; bei 1400^0 verflüchtigt es unter teilweiser Zersetzung, ist also viel beständiger als CaH_2, das schon bei 600^0 im Vakuum dissoziiert wird und von dem noch kein Lösungsmittel be-

[1]) Hofman H. O., The Temperatures at wich certain ferrous and calcic Silicates are formed in Fusion, and the Effect upon these Temperatures of the Presence of certain Metallic Oxides. — Transaction of the American Institute of Mining Engineers. Vol. 29, New York 1900, pag. 682 – 720.

kannt ist. Absorbiert Wasserstoff wie $Sr H_2$, im Gegensatz zu $Ca H_2$. Das Wasser wird von ihm unter Wasserstoffentwicklung zersetzt

$$Ba H_2 + 2 H_2 O = Ba(OH)_2 + 2 H_2.$$

Baryumkarbid[1]. $Ba C_2$. Zersetzt sich wie $Ca C_2$ und $Sr C_2$ leicht mit Wasser nach der Gleichung

$$Ba C_2 + 2 H_2 O = Ba(OH)_2 + C_2 H_2.$$

Es ist von den Erdalkalikarbiden am leichtesten schmelzbar.

Baryumsilizid[2]. $Ba Si_2$. Es wird rascher als $Ca Si_2$ und $Sr Si_2$ vom Wasser angegriffen und bildet mit verdünnter Säure kein Silikoazetylen ($Si_2 H_2$) wie $Ca Si_2$.

Baryumnitrid. $Ba_3 N_2$. Schmilzt bei 1000° unter teilweiser Verflüchtigung. Der Schmelzpunkt von $Ca_3 N_2$ liegt bei 1200°. Von Wasser wird es leicht zersetzt[3]

$$Ba_3 N_2 + 6 H_2 O = 3 Ba(OH)_2 + 2 N H_3.$$

Kohlenoxyd wird bei Rotglut heftig absorbiert

$$Ba_3 N_2 + 2 CO = 2 Ba O + Ba(CN)_2.$$

Baryumphosphid. $Ba_3 P_2$. Zersetzt das Wasser heftig schon in der Kälte unter Bildung von Baryumhydrat und PH_3[4].

Baryumborid. $Ba B_6$. Wird vom Wasser zersetzt im Gegensatz zu $Sr B_6$ und $Ca B_6$, welche sehr stabile Verbindungen sind und von $H_2 O$ nicht angegriffen werden. $Ca B_6$ reagiert nur langsam mit Hydrosäuren[5]. Der Verlauf der Reaktion wurde noch nicht näher untersucht. Vielleicht

$$Ba B_6 + 16 H_2 O = Ba O . 3 B_2 O_3 . 6 H_2 O + 10 H_2 \text{ (?)}.$$

Baryumarsenid. $Ba_3 As_2$. Zersetzt Wasser schon in der Kälte; es bildet sich Baryumhydrat und Arsenwasserstoff wird frei. Auch $Sr_3 As_2$ wird vom Wasser schon in der Kälte zersetzt, und zwar rascher als $Ca_3 As_2$.

$$Ba_3 As_2 + 6 H_2 O = 3 Ba(OH)_2 + 2 As H_3.$$

Baryumsulfat. Es wird erst beim Erhitzen auf sehr hohe Temperatur (Schmelzungstemperatur des Eisens) in $H_2 SO_4$ und $Ba O$ zersetzt. Der Dissoziationsdruck des freien Schwefeltrioxids ist also geringer als in Kalzium- und Strontiumsulfat. In dem elektrischen Lichtbogen verflüchtigt es scheinbar unzersetzt (Jeremin, Journ. russ. phys. chem. Ges. 1881, pag. 244).

---

[1] Lebeau, Ann. Chim. et Phys. 1902 (7), V. 25, pag. 470.
[2] Moissan, Compt. Rend. Paris 1898, V. 127. — Bradley, Chem. News 1900, V. 82. — Moissan et Dilthey, Ann. Chim. et Phys. Paris 1902, V. 26 (7), pag. 289.
[3] Maqueme, C. R. 1892, V. 114.
[4] Jaboin, Compt. Rend. 1899, Vol. 129. — Fabre, C. R. 1886, V. 102.
[5] Moissan et William, C. R. 1897, V. 125.

Wasserstoff, Kohlenstoff und Kohlenoxyd reduzieren es bei hoher Temperatur zu Baryumsulfid und zwar erst bei Weißglut; ähnlich wirken Eisen und Zink. Im elektrischen Ofen geben die Erdalkalisulfate für sich erhitzt eine Mischung von Sulfid und Oxyd; mit Kohle entweder kristallisierte Sulfide oder Karbide [1]).

Die Reaktion, welche vom chemischgeologischen Standpunkte das größte Interesse beanspruchen kann, ist jene von Baryumkarbonat mit Alkalisulfaten. $Ba\,CO_3 + K_2\,SO_4$ ist ein stabiles reziprokes Salzpaar. Baryumkarbonat wird von Alkalisulfaten in Baryumsulfat umgewandelt, aber auch umgekehrt bilden Baryumsulfat und Alkalikarbonate Baryumkarbonat und Alkalisulfate:

$$Ba\,CO_3 + K_2\,SO_4 \rightleftarrows Ba\,SO_4 + K_2\,CO_3.$$

Während aber Alkalisulfate auf Baryumkarbonat schon bei gewöhnlicher Temperatur vollständig einwirken, ist die umgekehrte Reaktion nur in lauen und in heißen Lösungen durchführbar und auch erst dann eine unvollständige. Es ist somit die Möglichkeit der Bildung von Baryumsulfat viel größer als jene von Baryumkarbonat.

Schwefelsaures Baryum wird in einer kalten, verdünnten oder konzentrierten Lösung von kohlensaurem Alkali selbst nach zwei Tagen nicht zersetzt; erst bei einer Temperatur von 30° beginnt, manchmal schon nach 12 Stunden, eine Spur von Zersetzung. Aber selbst beim Kochen ist die Reaktion erst dann vollständig, wenn 15 oder mehr Atomgewichte von Alkalikarbonat auf 1 Atomgewicht Baryumsulfat angewendet werden; sonst wirkt das gebildete schwefelsaure Alkalisalz auf die Reaktion hemmend und es genügt die Gegenwart einer sehr kleinen Menge davon, um die Vollständigkeit der Zersetzung zu hindern. Erst wenn (zum Beispiel im Laboratoriumsversuch) die alkalisulfathältige Lösung abgegossen und frische Karbonatlösung zugesetzt wird, kann man nach mehrmaliger Wiederholung der Operation die ganze Menge von Baryumsulfat in Karbonat überführen. Auch Einleiten von Kohlensäure oder Anwendung von Alkalibikarbonaten unter hohem Druck erleichtern die Umwandlung.

Im Gegensatze zu diesem Verhalten wird kohlensaures Baryum schon bei gewöhnlicher Temperatur von Alkalisulfaten rasch zersetzt. In diesem Falle wirkt also die kleine Menge des entstandenen kohlensauren Alkali bei Anwesenheit von größeren Mengen von schwefelsaurem Alkali nicht hindernd. Ein Gemenge aber, welches aus gleichen Teilen von Alkalisulfat und Alkalikarbonat besteht, hat auch nach längerem Kochen keine Wirkung auf Baryumkarbonat [2]).

Mischungen von Alkalisulfat und Alkalikarbonat wirken also in der Weise, daß bei vorwaltendem Karbonat das Baryumsulfat mehr oder minder vollständig in Baryumkarbonat verwandelt wird, während umgekehrt dieses wiederum zu Baryumsulfat wird, wenn man es mit einer derartig gemischten Lösung, in welcher mehr Alkalisulfat als

---

[1]) Mourlot, Ann. chim. phys. Vol. 17, pag. 510—574.

[2]) Rose H., Über die Zersetzung unlöslicher Salze vermittelst der Lösungen auflöslicher Salze. Poggend. Ann. d. Phys. u. Chem. Bd. 94, 1855, pag. 481—493; Bd. 95, pag. 284—304. Vergl. auch: Smith, Chem. New., Vol. 27, 1873, pag. 316.

Karbonat vorhanden ist, zusammenbringt[1]). Die Reaktionsfähigkeit der verschiedenen Alkalikarbonate auf Baryumsulfat ist nicht eine und dieselbe. Kaliumkarbonat wirkt energischer als kohlensaures Natron, wie aus folgendem Versuche (Rose) hervorgeht:

$$9\,Ba\,SO_4 + 9\,K_2\,CO_3 = Ba\,CO_3 + K_2\,SO_4 + 8\,Ba\,SO_4 + 8\,K_2\,CO_3$$

$$11\,Ba\,SO_4 + 11\,Na_2\,CO_3 = Ba\,CO_3 + N_2\,SO_4 + 10\,Ba\,SO_4 + 10\,Na_2\,CO_3.$$

Unter den pyrochemischen Reaktionen dürften noch folgende für die chemische Geologie in Betracht kommen.

Baryumsulfat gibt beim Glühen mit Wasserdampf und Kohlenoxyd freie Kohlensäure, Schwefelwasserstoff und Baryumoxyd[2]); mit Chlorwasserstoff wird es vollständig, mit Chlorammonium unvollständig schon bei dunkler Rotglut unter Freiwerden von Schwefelsäure in Chlorbaryum verwandelt. Mit Eisensequioxyd erhitzt, wird $Ba\,SO_4$ in Baryumferrit $Fe_2\,O_3 \,.\, Ba\,O$ umgewandelt unter Entwicklung von SO_2 und O[3]).

Der Niederschlag von Baryumsulfat besitzt die Eigenschaft kleine Mengen von fremden Salzen aus der Lösung mitzureißen und hartnäckig zurückzuhalten, wie für Ca und Sr aus der analytischen Chemie wohl allgemein bekannt ist. Selbst $Ba\,Cl_2$ enthält das $Ba\,SO_4$, welches aus einer Baryumchloridlösung gefällt wurde; waren in der Lösung Eisensalze vorhanden, so fehlt in dem Niederschlag nie Eisensexquioxyd[4]); nach Küster[5]) geht aus heißen Lösungen das Baryumsalz der komplexen Ferrischwefelsäure $Ba\,[Fe\,(SO_4)_2]_2$ in den Niederschlag oder nach Wyrouboff[6]) ein unlösliches Sulfat von polymerisiertem Eisenoxyd hervor; nach Schneider soll hier vielmehr ein Fall „fester Lösung" vorliegen. (Zeitschr. f. phys. Chem. 1892, Bd. 10, pag. 426.) Auch Kobalt- und Kupfersalze, Kalium- und Lithiumsulfat, Natrium- und Baryumnitrat verunreinigen den $Ba\,SO_4$ - Niederschlag.

---

[1]) Mit dem Gleichgewichtszustande zwischen Baryumbikarbonat und löslichen Sulfaten in Gegenwart von Kohlensäure unter Druck erklärt Carles (Journ. de Pharm. et de Chemie, Paris 1901, Ser. 6, Vol. 13, pag. 562) den anormalen Gehalt von Baryum in Gegenwart von Schwefelsäure im Wasser des Néris. Über das Gleichgewicht von Baryumkarbonat und Baryumsulfat vergl.: F. W. Küster, Über die Trennung von Baryum, Strontium und Kalzium durch gemischte Sulfat- und Karbonatlösungen wechselnder Konzentration, Verh. d. Vers. Deutscher Naturf. und Ärzte 1899, II, pag. 128—130; ferner: Jahresber. f. 1900, pag. 392, J. Livingstone u. R. Morgan, Amer. Chem. Soc., Vol. 21, pag. 522—527, und Jahresber. für 1899, pag. 639.

[2]) Jacquelain E., Note sur l'action de la vapeur d'eau et de l'oxyde de carbone sur quelques sulfates. Compt. Rend. Acc. Sc. Paris 1858, Vol. 46, pag. 1164

[3]) Maumené, Polyt. Dinglers Journ., Bd. 244, 1882, pag. 254.

[4]) Jannasch P. und Th. W. Richards, Über die Bestimmung der Schwefelsäure in Gegenwart von Eisen. Journ. f. prakt. Chem., Serie 2, Bd. 39, 1889, pag. 321.

[5]) Küster F. W. u. A. Thiel, Über Bestimmung der Schwefelsäure in Gegenwart von Eisen. Zeitschr. f. anorg. Chem., Bd. 22, 1899, pag. 424.

[6]) Wyrouboff, Bull. Soc. Chim. (4) 21, 1046, 1899.

Die große Absorptionsfähigkeit des Baryumsulfats für Metallsalze erklärt[1]) wohl die von Vanino[2]) gemachte Beobachtung, daß $Ba\,SO_4$ Kolloide aus ihren Lösungen sehr leicht ausfällt.

Eine kolloidale Modifikation des Schwerspates hat Buchner[3]) als eine dickliche, kleisterartige, durchscheinende Flüssigkeit, die ein klares Filtrat gab, beim Mischen einer konzentrierten Baryumazetat- mit Aluminiumsulfatlösung erhalten. Nach Schiff[4]) werden aus alkoholischen Lösungen von Baryumazetat durch Schwefelsäure kleisterartige Massen gefällt; aus einer solchen Lösung wird das Baryumsulfat durch einen Tropfen Schwefelsäure als durchsichtige Gallerte am Boden abgeschieden.

Der Erhärtungsvorgang des Baryumsulfats wurde von Rohland[5]) verfolgt. Wird fein verteilter Schwerspat mit einer zehnprozentigen Lösung jener Salze, welche seine Löslichkeit erhöhen (nach Fraps pag. 407), angerührt, so tritt Erhärtung ein.

Strontiumsulfat. Schmilzt bei hoher Temperatur in einer glasigen Masse. In der Rotglut wird die Schwefelsäure von Arsensäure und Chlorwasserstoff[6]) vertrieben. Interessant ist sein Verhalten mit Chlorbarium: eine Lösung von $Ba\,Cl_2$ verwandelt den Strontiumsulfat schon nach wenigen Stunden vollständig in $Sr\,Cl_2$[7]).

Wegen der wenn auch nur geringen Löslichkeit des Strontiumsulfats verhält sich dasselbe ganz anders wie das entsprechende Barytsalz. Alkalikarbonat- und Bikarbonatlösungen zersetzten das Baryumsulfat auch bei der gewöhnlichen Temperatur vollständig. In dem Maße, als sich $Sr\,SO_4$ in Wasser löst, wird es sofort zersetzt, so daß die Flüssigkeit dadurch sogleich fähig ist, neue Mengen des schwerlöslichen Sulfats zu lösen. Auch bedeutende Mengen von Alkalisulfat hemmen obige Umwandlung nicht.

Eine natürliche Folge der vollständigen Zersetzung des Strontiumsulfats durch Kohlensäurealkalien ist die, daß Strontiumkarbonat weder in der Kälte noch durch längeres Kochen von Alkalisulfaten umgewandelt wird (Rose[8]). Nach Kouklin[9]) findet doch eine partielle Umsetzung beim Kochen mit Kaliumsulfat statt.

Kalziumsulfat. Entsprechend seiner größeren Löslichkeit wird Kalziumsulfat noch rascher als Strontiumsulfat durch Alkalikarbonate und Bikarbonate, auch bei gewöhnlicher Temperatur und auch in Gegenwart von Alkalisulfaten zersetzt. Die umgekehrte

---

[1]) Abbeg Dr. R., Handb. der anorg. Chemie.

[2]) Vanino L., Über Baryumsulfat als Reagens auf kolloidale Metallösungen. Ber. der Chem. Ges. Berlin 1902, J. 35, pag. 662—663.

[3]) Buchner G., Über eine lösliche kolloidale Modifikation des Baryumsulfats. Chemikerzeit. Bd. 17, 1893, pag. 878.

[4]) Schiff H., Über kolloidale Modifikationen kristallisierbarer Salze. Chemikerzeit. Bd. 17, 1893, pag. 1000.

[5]) Rohland P., Über einen Erhärtungsvorgang des Baryumsulfats. Zeitschr. f. anorg. Chem. Bd. 38, 1904, pag. 311—318. Jahresb. 1904, pag. 653.

[6]) Moretti, Ann. Ph. Ch. Schweiz, 9, pag. 169, 1813.

[7]) Chroustchoff et Martinoff, Des cofficients d'affinité chimique. Compt. Rend. Acc. Sc. Paris 1887, V. 104, pag. 573.

[8]) Rose, l. c. pag. 284.

[9]) Kouklin, J. Soc. Ph. Ch. russ. 1890, V. 22, pag. 322.

Reaktion ist ebensowenig wie beim Strontiumkarbonat möglich. Schwefelsaures Ammoniak macht aber eine Ausnahme und zersetzt, spurenweise in der Kälte und vollständig beim Kochen, das Strontiumkarbonat.

Wegen der nicht geringen Verwandtschaft des Baryums mit Kalzium im kohlensauren Zustande gelingt aber eine teilweise Zersetzung des Kalziumkarbonats, wenn es mit einem Gemisch von Baryumkarbonat in einer Lösung von Kalziumsulfat gekocht wird.

Diese Verwandtschaft zeigt sich auch in folgender Reaktion:

$$Ba\,F_2 + Ca\,SO_4 = Ba\,SO_4 + Ca\,F_2$$

welche stattfindet, wenn Fluorbaryum einige Wochen mit einer Gipslösung in Berührung bleibt.

Von größtem Interesse ist die Wirkung von Infusorien [1]) und der anärobischen Fermentation [2]), die das $Ca\,SO_4$ in Sulfid umwandeln, welches von dem gleichzeitig gebildeten Ammoniumkarbonat in Kalziumkarbonat und Ammoniumsulfid umgesetzt wird. Diese Reaktion vollzieht sich in den Sümpfen und Torfmooren [3]). Die durch Organismen bewirkte Reduktion des Kalziumsulfats kann so weit gehen, daß Schwefel entsteht [4]).

B a r y u m k a r b o n a t. Schmilzt schon bei 795° [5]) und zersetzt sich viel schwerer als Kalziumkarbonat, vollständig erst bei 1600°; es verflüchtigt im Knallgebläse.

Wasser und CO zersetzen es in der Rotglut in Baryumoxyd und CO_2

$$Ba\,CO_3 + H_2\,O + CO = Ba\,(OH)_2 + 2\,CO_2.$$

Überhitzter Wasserdampf und Schwefel wandeln das Karbonat in Sulfat [6]) um

$$Ba\,CO_3 + 3\,H_2\,O + 4\,S = Ba\,SO_4 + CO_2 + 3\,H_2\,S.$$

Eine Schwefelwasserstofflösung wirkt auf Baryumkarbonat desto rascher, je verdünnter die Lösung ist und bildet Schwefelbaryum [7])

$$Ba\,CO_3 + H_2\,S = Ba\,S + H_2\,O + CO_2.$$

---

[1]) M a n c e a u, J. Pharm. Chem. (5), 29, 1894, pag. 98.

[2]) Q u a n t i n, An. agronomiques, Vol. 12, pag. 80.

H o p p e - S e y l e r, Zeitschr. f. physiol. Chemie, Bd. 10, 1886, pag. 4.

I r v i n e R. and W o o d h e a d G., Secretion of carbonate of Limes by Animals. Proocedings of Royal Society of Edinburg, Vol. 16, 1890, pag. 324.

B a u m a n n, Über Schalen- und Kalksteinbildung. Ber. der naturf. Ges. zu Freiburg, 1889, Bd. 4.

[3]) M o i s s a n, Traité.

[4]) Stanisl. M e u n i e r, Production actuelle de soufre nativ dans le sous-sol de la place de la Republique à Paris. Compt. Rend. Acc. Sc. Paris, V. 135, pag. 951—952, 1902.

[5]) H. L e C h a t e l i e r, Bull. Soc. Chim. Paris (2), Vol. 47, 1887, pag. 300. Vergl. aber auch: B o c k e H. E., Zeitschr. f. anorg. Chemie, 1906, Bd. 50, pag. 244—248, und F i n k e l s t e i n A., Ber. d. deutschen Chem. Ges. 1906, Bd. 39, pag. 1585—1592.

[6]) P o l l a n i, In Gazzetta chimica italiana. V. 4, 177, 1874.

[7]) N a u d i n et d e M o n t h e l o n, C. R. Acc. Sc. Paris 1876, V. 83, pag. 58.

Aber auch umgekehrt wird Schwefelbaryum in Karbonat umgewandelt, wenn in die Lösung Kohlensäure eingeleitet wird

$$2\,Ba\,S + H_2\,O + CO_2 = Ba\,CO_3 + Ba\,(SH)_2,$$

beim weiteren Einleiten entwickelt sich dann Schwefelwasserstoffgas

$$Ba\,(SH)_2 + H_2\,O + CO_2 = Ba\,CO_3 + 2\,H_2\,S.$$

Auch von einer Kaliumkarbonatlösung wird $Ba\,S$ in kohlensaures Baryum überführt [1]).

Eine Mischung von Kalzium- und Baryumchlorid wird durch eine sehr kleine Menge verdünnter Natriumkarbonatlösung gefällt, und zwar in der Weise, daß bei einem gewissen Verhältnis der Niederschlag fast nur aus Kalziumkarbonat besteht; wie aber dieses Verhältnis zugunsten des Chlorbaryums geändert wird und die Lösung nur etwas mehr von diesem enthält, so werden Mengungen beider kohlensaurer Erden gefällt.

$$Ba\,S + K_2\,CO_3 - Ba\,CO_3 + K_2\,S$$
$$Ba\,Cl_2 + K_2\,CO_3 = Ba\,CO_3 + 2\,K\,Cl.$$

Bei 0^0 bildet sich ein Hydrat $Ca\,CO_3 . 5\,H_2\,O$ oder $6\,H_2O$ (Pelouze, C. R. 60, pag. 424, 1865).

Chlorkalzium wird langsam von Baryumkarbonat zersetzt. Kochendes Wasser zersetzt das Baryumkarbonat nicht, während Kohlensäurealkalien kleine Mengen Kohlensäure verlieren.

Nach Jacquelain [2]) wirkt Wasser schon unter 100^0 auf Baryumkarbonat zersetzend unter Ausscheidung von Kohlensäure. Auch Magnesiumkarbonat wirkt auf Baryumchlorid wie Alkalikarbonate [3]). Kohlensäure verbindet sich mit Baryumoxyd bei 550^0.

Wässerige Lösung von Chlor löst das $Ba\,CO_3$ unter Bildung von Chlorat und Chlorid [4]).

Eine für die Bildung der Erzlagerstätten sehr wichtige Eigenschaft des Baryumkarbonats ist die, die Metalloxyde aus ihren Lösungen zu fällen [5]). Die meisten oder fast alle stärksten Oxyde, welche nicht schon in der Kälte gefällt werden, werden durch Kochen niedergeschlagen. In der Kälte scheiden sich durch $Ba\,CO_3$: Mangan-, Eisen-, Wismuth-, Uranoxyd und Kobaltsuperoxyd aus. Strontium- und Kalziumerde, Magnesia, Manganoxydul, Zink-, Kobalt-, Nickel-, Blei-, Silberoxyd und Eisenoxydul werden erst durch Kochen einer Auflösung ihrer Salze in einem Überschuß von $Ba\,CO_3$ gefällt. Für *Mn*-, *Sr*-, *Mg*- und *Ag*-Oxyd ist die Fällung aus vielen ihrer Lösungen keine vollständige. Kadmiumkupfer- und Quecksilberoxyd werden wohl

[1]) Scheurer-Kestner, Bull. Soc. Mulhouse 1866, Vol. 36, pag. 448.

[2]) Jacquelain V. A., Production de l'hydrate de baryte pur, par le carbonate de baryte sous l'influence de la vapeur surchauffée. Ann. de Chimie et Phys. Vol. 32, 1851, pag. 421—427. Siehe auch: Annalen der Chemie und Pharmazie, Heidelberg 1851, Bd. 80, pag. 241.

[3]) Moissan, Traité.

[4]) Bolley, Schweiz. Polyt. Ztg. 4, pag. 82.

[5]) Rose, Über den Einfluß des Wassers bei chemischen Zersetzungen. Pogg. Ann. der Chem. u. Phys. 1851, pag. 137—139.

schon in der Kälte, aber nur aus Sauerstoffsalzen, nicht aus Chlorverbindungen niedergeschlagen.

H. Vater[1]) erhielt unter Anwendung der Diffusion durch Einwirken von Kaliumkarbonat auf Kalzium- und Baryumchlorid Kalzitkristalle, die bis 16·47% Baryumkarbonat enthielten.

Chlorbaryum. Das Baryumsulfat wird in der Rotglut in einem Chlorwasserstoffstrom allmählich in Chlorbaryum umgewandelt. Das letztere wird auch durch Zersetzung von Baryumsulfid mit Salzsäure dargestellt. Setzt man zu einer Chlorbaryumlösung kieselsaures Natrium in Überschuß, so wird Baryumsilikat ausgefällt. Beim Glühen in Wasserdampf wird Salzsäure schon unter dem Schmelzpunkt frei. Mit Alkalichlorid und Baryumkarbonat findet eine Umsetzung statt. Kohlensaures Baryum und Chlorammonium gibt Chlorbaryum und kohlensaures Ammoniak. Anderseits werden Alkali- und Erdalkalichloride in wässerigen Lösungen durch Kohlensäure angegriffen; die Reihe der abnehmenden Zersetzungsfähigkeit ist $NaCl$, KCl, $LiCl$, $MgCl_2$, $CaCl_2$, $SrCl_2$, $BaCl_2$; Chlorbaryum ist also die gegenüber CO_2 beständigste Verbindung[2]).

Zwischen Alkalichlorid und Erdalkalikarbonat in Gegenwart von überschüssiger Kohlensäure findet eine Wechselwirkung statt[3]). Die gleiche Umsetzung wurde von Hilgard für Alkalisulfate und Erdalkalikarbonate beobachtet; die Bildung von Alkalikarbonat ist in einer verdünnten Lösung begünstigt; für Kaliumsulfat ist die Umwandlung bis zur Menge von 1 *g* pro Liter noch vollständig; bei dem Natriumsalz hört die vollständige Umsetzung schon bei 0·80 *g* pro Liter auf. Bei Abdampfen der Lösung kann man den Rückgang der Umsetzung beobachten; sie ist aber nie vollständig, zumal in nicht allzu verdünnten Lösungen.

Die Wirkung von Alkalichloriden auf Erdalkalisulfate wurde für Kalziumsulfat von H. Warth[4]) studiert. Beim Kochen von Gips mit einer überschüssigen Menge von Natriumchloridlösung findet eine teilweise Umsetzung in Chlorkalzium und Natriumsulfat statt. Auch Chlorbaryum wirkt auf Gips zersetzend[5]).

Kalziumchlorid. Baryumsulfid und Baryumkarbonat werden bei hoher Temperatur von $CaCl_2$ zersetzt[6]); es findet eine doppelte Umsetzung statt, wie auch mit CaS und Magnesiumkarbonat[7]).

---

[1]) Vater H., Über den Einfluß der Lösungsgenossen auf die Kristallisation des Kalziumkarbonats. Grothes Zeitschr. f. Kristall. 1893, Bd. 24, pag. 462, 465, 470.

[2]) Schulz H., Die Zerlegung der Chloride durch Kohlensäure. Pflüger, Archiv. Physiol. Bd. 27, 1872, pag. 454—484.

[3]) Hilgard E. W., Die Bildungsweise der Alkalikarbonate in der Natur. Ber. d. deutsch. Chem. Gesellsch. Berlin 1892, pag. 3625. Siehe auch: S. Tatanar in J. russ. phys. chem. Ges. 28, I, pag. 376—384, und Jos. Melikoff, pag. 307 bis 311, zitiert im Jahresbericht für 1897, pag. 745.

[4]) Warth Dr. H. zu Birmingham, Der schwefelsaure Kalk im Salzsiedeprozeß. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im preußischen Staate, Berlin 1899, Bd. 47, pag. 269—271.

[5]) Graham Otto, Handbuch der Chemie.

[6]) Rosensthiel A., Bull. Soc. ind. 1870, Vol. 40, pag. 134.

[7]) Borsche G. u. Brönjes F., Patentblatt (Deutsches) 1889; 46, pag. 727, zit. in Moissan: Traité.

Fluorbaryum. Aus einer Baryumchloridlösung wird $Ba F_2$ von Kaliumfluorid niedergeschlagen, und zwar im amorphen Zustande, wenn die Lösung kalt und konzentriert ist, kristallinisch, wenn sie warm und verdünnt war:

$$Ba Cl_2 + 2 KF = Ba F_2 + 2 K Cl.$$

Gasförmige HF verwandelt das $Ba O$ oder das $Ba Cl_2$, wässerige das $Ba CO_3$ in Fluorbaryum [1]). In wässeriger Lösung wird $Ba F_2$ mit Kalziumsalz in Flußspat umsetzt. Eine Gipslösung verwandelt es nach wochenlanger Berührung in Baryumsulfat. Bei einer Temperatur von 230° und unter Druck wird das amorphe Fluorbaryum durch $H Cl$ und HNO_3 in einer Mischung von Fluorid und Chlorid, beziehungsweise Nitrat umgewandelt. Damit steht wahrscheinlich seine höhere Löslichkeit in angesäuertem Wasser in Zusammenhang.

Baryumfluorchlorid. $Ba F_2 . Ba Cl_2$ wird von kaltem Wasser langsam und rascher in der Wärme zersetzt; es bildet sich amorphes $Ba F_2$ [2]).

Fluorstrontium. Es wird aus der $Sr Cl_2$-Lösung durch KF niedergeschlagen. Gasförmige HF wirkt auf $Sr O$ in der Rotglut, auf $Sr Cl_2$ schon bei niederer Temperatur.

Fluorkalzium. Die Wirkung von Alkalifluorid und Fluorwasserstoff auf Kalziumsalze ist durchaus dieselbe wie bei Baryum. $Ca Cl_2$ in wässeriger Lösung bei 250° und unter Druck wird von Kieselfluorkalzium in $Ca F_2$ umsetzt [3]). Das amorphe Salz wird kristallinisch *a*) durch Einwirkung von $H Cl$ bei 240° in 10 Stunden [4]), *b*) bei 250° unter Druck von einer Alkalibikarbonatlösung, welche von $H Cl$ zersetzt wird, nach 60 Stunden [5]).

Von Kaliumkarbonat wird es zersetzt. Aluminiumsulfat umwandelt $Ca F_2$ schon in kalter, aber rascher in warmer Lösung in Gips und Fluoraluminium [6])

$$3 Ca F_2 + Al_2 (SO_4)_3 + 6 H_2O = 3 Ca SO_4 \cdot 2 H_2O + 2 Al F_3.$$

Ein Fluorhydrat von der Formel $Ca F_2 \cdot 2 HF \cdot 6 H_2O$ ist bekannt.

Nach Paternò und Mazzuchelli [7]) besitzt Fluorkalzium kolloidale Eigenschaften. Durch Einwirkung von Alkalifluorid auf $Ba Cl_2$

---

[1]) Poulenc C., Sur les fluorures alcalino-terreux. Compt. Rend. Acc. Sc. Paris, Vol. 116, pag. 987—989.

Poulenc C., Contribution à l'étude des fluorures anhydres et cristallisés. Ann. Chim. et Phys. (7), Vol. 2, 1894, pag. 1—27.

[2]) Defacqz Ed., Sur les fluochlorues, les fluobromures, les fluoiodures des metaux alcalino terre. Compt. Rend. Acc. Sc. Paris, Vol. 138, 1904, pag. 197—200.

[3]) Scheerer Th. und Drechsel E., Künstliche Darstellung von Flußspat und Schwerspat. Journ. f. prakt. Chem. (2), Bd. 7, 1873, pag. 63—75.

[4]) Sénarmont H., Expériences sur la formation des mineraux par voie humide dans les gîtes métallifères concrétionnés. Compt. Rend. Paris, Vol. 32, 1851, u. Ann. Chimie et Phys. (3), Vol. 32, pag. 156, 1851.

[5]) Wilson, On the solubility of Fluoride of Calcium in water etc. Edinb. Roy. Soc. Trans. 1849, pag. 145. Vergl. auch: Rep. of Brit. Assoc., Vol. 38, 1846.

[6]) Friedel, Bull. Soc. Chim. Paris (1), Vol. 21, 1874, pag. 241.

[7]) Paternò E. u. Mazzuchelli E., Le proprietà colloidali del fluoruro di calcio. Rendiconti della r. Accad. dei Lincei. Roma 1903, Vol. 12, II, pag. 420—428 u. 520—528.

kann man mit Leichtigkeit, bei bloß geringer Änderung der Konzentrationsverhältnisse, entweder eine Fällung von Kalziumfluorid oder (1 Grammatom in 15 Litern) eine kolloidale Lösung erhalten. Aus der kolloidalen Lösung wird $CaFl_2$ durch Elektroliten ausgefällt; sehr stark ist die Wirkung der schweren Metallsalze (z. B.: *Pb*, *Zn*, *Cr*), sehr träge jene der Erdalkalien. Bemerkenswert sind die Löslichkeitsverhältnisse der Erdalkalifluoride, welche auf pag. 402 besprochen wurden.

Baryumsulfid. Das Schwefelbaryum ist in Wasser unter gleichzeitiger Zersetzung und Bildung von Barythydrat und Schwefelwasserstoffbaryum löslich:

$$1.\ 2\,BaS + 2\,H_2O = Ba(OH)_2 + BaS_2H_2.$$

In Anwesenheit von Schwefelwasserstoff bildet sich in der wässerigen Lösung nur BaS_2H_2:

$$2.\ BaS + H_2S = BaS_2H_2.$$

Baryumsulfhydrat wird in einem Kohlensäurestrom zersetzt unter Entweichung von H_2S:

$$3.\ BaS_2H_2 + CO_2 + H_2O = BaCO_3 + 2\,H_2S.$$

Auch Baryumsulfid wird beim Liegen an feuchter, kohlensäurehältiger Luft in Baryumkarbonat und Baryumsulfhydrat zersetzt nach Gleichung 1. und 2.

Oxydation von BaS. Bei hoher Temperatur wird BaS von überhitztem Wasserdampf zersetzt in Baryumsulfat und Wasserstoff[1]:

$$4.\ BaS + 4\,H_2O = BaSO_4 + 4\,H_2.$$

Auch Sulfhydrat verliert über 100^0 das Kristallwasser und zugleich H_2S; mit steigender Temperatur ist die Zersetzung eine vollständige und der Rückstand besteht aus Schwefelbaryum und schwefelsaurem Baryt.

Bei gewöhnlicher Temperatur scheint der Oxydationsprozeß etwas komplizierter zu sein. BaS_2H_2 verwittert an der Luft zuerst unter Bildung von unterschwefligsaurem und schwefligsaurem Baryt. Sowohl das unterschwefligsaure als das schwefligsaure Baryum werden aber weiter oxydiert, und zwar bei unzureichender Luft, zunächst als Polythionsäure, deren wässerige Lösung sich beim Aufbewahren trübt, unter Ausscheidung von Schwefel und schwefelsaurem Baryt.

In der kohlensäurehältigen Luft wird die Sulfhydratlösung unter Ausscheidung von $BaCO_3$ und Schwefel gelb.

$$5.\ BaS_2H_2 + CO_2 + O = BaCO_3 + H_2S + S \text{ oder:}$$

$$6.\ BaS + 2\,CO_2 + 2\,H_2O = Ba(CO)_2 + 2\,H_2O + S.$$

Nach Dieulafait bildet der freigewordene Schwefel mit dem Rest des BaS ein Polyschwefelbaryum, aus welchem auch weiter Baryumkarbonat und schwefelsaures Baryt (als Endprodukt) ausfällt.

[1]) Lauth Ch., Action de la vapeur d'eau sur le sulfure de baryum. Bull. Soc. Chim. Paris, 5, pag. 249, 1863.

Baryumkarbonat wird aber umgekehrt in einer Schwefelwasserstofflösung wieder in $Ba\,S$ umgewandelt. Dieselbe Umwandlung vollzieht sich wenn $Ba\,CO_3$ mit Schwefel und Wasser einer Temperatur über 150⁰ ausgesetzt wird; die erkaltete Lösung enthält mehrfach Schwefelbaryum. Bei 120—130⁰ bildet sich schwefligsaures Baryum. Die erste Reaktion beruht offenbar auf dem Umstand, daß Schwefel schon bei 100⁰ auf Wasser zersetzend wirkt unter Bildung von Schwefelwasserstoff [1]).

Kalziumsulfid ist schwerer löslich, beziehungsweise zersetzbar als $Ba\,S$; die Wirkung des Wassers, welche anfangs schwach ist, nimmt aber mit der Zeit und erhöhter Temperatur zu [2]); auch die Gegenwart von $Ca\,Cl_2$ fördert die Zersetzung [3]). In wässeriger Lösung wird $Ca\,S$ durch Schwefel in $Ca\,S_4$ umgewandelt. Die Lösung von $Ca\,S_2\,H_2 \cdot H_2\,O$ mit Schwefel gekocht entwickelt $H_2\,S$ unter Bildung von $Ca\,S_5$; sie wird von CO_2 und Zinksalz gefällt.

Bei hoher Temperatur wird $Ca\,S$ in Gegenwart von Wasser zersetzt in Kalziumoxyd und Schwefelwasserstoff.

Fluorsiliziumbaryum. Nachdem Kieselfluorkalium in Vulkanfumarolen häufig ist [4]), so dürfte vielleicht auch $Ba\,Si\,F_6$, trotz seiner angeblichen Zersetzbarkeit in der Hitze, dortselbst vorkommen.

Mit Alkalikarbonatlösungen gibt es Baryumkarbonat

$$Ba\,Si\,F_6 + 2\,K_2\,CO_3 = Ba\,F_2 + 4\,KF + Si\,O_2 + 2\,CO_2.$$

Analog der bekannten Reaktion:

$$K_2\,Si\,F_6 + 2\,Ca\,CO_3 = 2\,KF + 2\,Ca\,F_2 + Si\,O_2 + 2\,CO_2.$$

Es wäre übrigens auch:

$$K_2\,Si\,F_6 + 2\,Ba\,CO_3 = 2\,KF + 2\,Ba\,F_2 + Si\,O_2 + 2\,CO_2$$

als möglich zu denken. Wie das Fluorbaryum in Sulfat umgewandelt werden kann, war schon bei Fluorbaryum die Rede.

Kieselfluorbaryum sowie die analogen Alkaliverbindungen werden durch Kochen mit Schwefelmetallen zersetzt [5]); $H_2\,S$ und $Si\,O_2$ werden frei. Fluoralkalimetalle sind in Lösung und können durch Zusatz von Kalkhydrat oder Kalziumkarbonat in Hydrate, beziehungsweise in Karbonate verwandelt werden. Die erste Reaktion dürfte sich nach folgender Gleichung vollziehen:

$$Ba\,Si\,F_6 + Pb\,S + 2\,H_2\,O = H_2\,S + Si\,O_2 + Ba\,F_2 + Pb\,F_2 + 2\,HF.$$

[1]) Geitner C., Über das Verhalten des Schwefels und der schwefligen Säure zu Wasser bei hoher Temperatur. Annalen d. Chem. u. Pharm., Leipzig 1864, Bd. 109, pag. 351 u. 362.

[2]) Pelouze, Mémoire sur les sulfures. Compt. Rend. Acad. Sc. Paris 1866, Vol. 62. Ann. de Chim. et Phys. (4), 1866, Vol. 7, pag. 197.

Clermont et Frommel, Ann. de Chim. et Phys. (5), 1879, Vol. 18, pag. 205, und Compt. Rend. Ac. Sc., Vol. 87, pag. 330.

[3]) Rickmann R., Chem. Zeitschr. 1880, I, pag. 254.

[4]) Cossa A., Sur la Hiératite, éspèce minerale nouvelle. Bull. d. la Soc. Miner. de France. Paris 1882, Vol. 5, pag. 61.

[5]) Tessié du Mothay, Darstellung der freien Basen aus Schwefelkalium, Natrium oder Baryum. Berichte d. deutsch. Chem. Ges. 1872, pag. 741. Techn. Jahresber. 1872, pag. 979.

Baryumborate. Die Baryumborate werden nach Laurent[1]) im Wasser dissoziiert. Nach Morse und Horn[2]) wird eine Baryummetaboratlösung von CO_2 zersetzt; die umgekehrte Reaktion gelingt erst bei hoher Temperatur (bei halber Rotglut).

Kieselsaures Baryum. Quarz löst sich leicht in weißglühendem Baryt unter Wärmeentwicklung auf. Ein Überschuß von kieselsaurem Natron fällt aus einer kalten Chlorbaryumlösung kieselsaures Baryum. Barytwasser zersetzt die Silikate des Glases und geglühte Kieselsäure unter Bildung von $Ba\,Si\,O_3$ mit 6 oder 7 Atome H_2O, von dem kochendes Wasser zirka die Hälfte auflöst. Kieselsaures Baryum zieht beim Trocknen leicht Kohlensäure an; in kohlensäurehältigem Wasser vollzieht sich die Zersetzung nach der Reaktion:

$$Ba\,Si\,O_3 + 2\,CO_2 + H_2O = Ba\,H_2\,(CO_3)_2 + Si\,O_2.$$

Bei andauerndem Kochen von $Ba\,Si\,O_3$ mit Wasser entstehen Silikate mit mehr $Si\,O_2$ als der Formel $Ba\,Si\,O_3$ entspricht, was offenbar mit einer Zersetzung unter Ausscheidung von Baryumhydrat verbunden ist.

Von $Ba\,Si\,O_3$ lösen sich in 1 Liter Wasser 1·5 *g*. (Abbegs Handbuch.)

Kieselsaures Baryt-Kali. Enthält gleiche Atome Baryt und Kali.

Kieselsaure Baryt-Tonerde. Barylith (46—49% $Ba\,O$) $Ba_4\,Al_4\,Si_7\,O_{24}$. Ist wahrscheinlich auch in Barytglimmer (Barytbiotit bis 7% $Ba\,O$) und in Edingtonit $Ba\,Al_2\,Si_3\,O_{10} + H_2\,O$ (25—31% $Ba\,O$) enthalten. Barytharmotom $Ba\,Al_2\,Si_5\,O_{14} + 5\,H_2O$ (15—21% BaO); Celsian $Ba\,Al_2\,Si_2\,O_8$ 16·5—39·5% $Ba\,O$.

Kieselsaure Kali-Baryt-Tonerde. Hyalophan $(K_2\,Ba)$ $Al_2\,Si_4\,O_{12}$ 7·5—16·4% $Ba\,O$.

Kieselsaure Natron-Baryt-Tonerde. Dem Anorthit' Labrador, Oligoklas entsprechend.

Kieselsaure Baryt-Strontian-Kalk-Tonerde. Brewsterit. $H_4\,(Sr\,Ba\,Ca)\,Al_2\,Si_6\,O_{16} + 3\,H_2O$ (5–6% $Ba\,O$[3]).

Baryumplumbat. $Ba_2\,Pb\,O_4$ entsteht beim Erhitzen von Barythydrat mit Bleioxyd; es wird durch Säuren und Alkalien sowie

[1]) Laurent, Compt. Rend. Ac. Sc. Paris, Vol. 29, 1849, pag. 5.

[2]) Morse H. N. und Horn D. W., The Action of Carbon Dioxide on the Borates of Baryum. Amer. Chem. Journal 1900, Vol. 24, pag. 105—137.

[3]) Andere Barytmineralien: Witherit 77·68% BaO; Barytsalpeter; Barytokalzit 66% BaO; Barytocölestin; Psilomelan bis 17% BaO; Chabasit bis 1·89% BaO; Cappelenit 8% BaO; Bröggerit 1% BaO; Uranocirit 15% BaO; Barylith 2·4% BaO; Pyrochlor 0·3% BaO; Uranophan 0·30% BaO; Volborthit 4·6% BaO; Gummit und Uranpecherz; Heulandit; Cordylit (Baryumparisit). Vergl. Hintze, Handb. d. Miner.; Delkeskamp, a. a. O.; Srandmark J. E., Bidrag till Kännedomen on Celsian och andra barytfältspater. Geol. Fören. i Stockholm Förhandlingar. 1903, Vol. 15, 1904, Vol. 26; Lovisato, Notizia sopra un Heulandite baritica. Rend. Acc. Lincei 1897, Vol. 6, pag. 260—264; Über die Mineralien von Narsarsuk am Meeresbusen von Tunugdliarfik im südl. Grönland; Meddelser om Grönland, Vol. 24, Kopenhagen 1899, Ref. in N. J. für Min. 102, Vol. 1, pag. 19.

durch kohlensaure Alkalien zerlegt unter Abscheidung von Bleisuperoxyd [1]).

Baryumferrat. $Ba\,Fe\,O_4 \cdot H_2O$. Wird es im Wasser suspendiert und leitet man Kohlensäure ein, so tritt Zersetzung ein unter Bildung von Baryumkarbonat, Eisenhydroxyd und Sauerstoff; mit Alkalikarbonat oder -sulfat digeriert bildet es Natriumferrat und das entsprechende Baryumsalz [2]).

Sulfosilikate. Gautier [3]) erhielt sie aus den Silikaten durch Überleiten von $H_2\,S$ oder Schwefeldämpfen mit CH_4 oder CS_2 in der Rotglut. Mit dieser Methode stellte er die Sulfosilikate $Al_2\,O_3$, $Na_2\,S$, $3\,(Si\,O_2,\ Si\,S_2)$, entsprechend dem Albit, und Al_2, O_3, $K_2\,S\,(Si\,O,\ Si\,S_2)$ entsprechend dem Orthoklas, her, wo der Sauerstoff durch Schwefel ersetzt ist. Die Analyse gab 30% S, statt der berechneten 32% S. Die Bildungsformeln sind nach Gautier:

$$2\,Na\,Cl + Si\,O_2 + H_2\,O = Si\,O_3\,Na_2 + 2\,H\,Cl$$

$$Si\,O_3\,Na_2 + 3\,H_2\,S = Si\,S_2,\ Na\,S + 3\,H_2\,O$$

$$\underset{\text{Sulfosilikat}}{Si\,S_2,\ Na_2\,S} + \underset{\text{Aluminiumsilikat}}{(Si\,O_2)^3\,Al^2\,O_3} = \underset{\text{Dopp. Oxysulfosilikat entspr. d. Albit.}}{Si\,S_2,\ Na_2\,S\,(Si\,O_2)^3\,Al^2\,O_3}$$

Diese Sulfosilikate werden vom Wasser zersetzt, zum Beispiel

$$Al_2\,O_3\,Na_2\,S,\ 3\,(Si\,O_2,\ Si\,S_2) + 8\,H_2\,O = Al_2\,O_3,\ 2\,Si\,O_2.\ 2\,H_2\,O + 4\,Si\,O_2 + Na_2\,O + 6\,H_2\,O.$$

Analoge Verbindungen dürften auch für die Erdalkaligruppen existenzfähig sein.

Am Schlusse sollen noch die chemischen Reaktionen, welche für die Schwerspatbildung in Betracht kommen, gruppenweise angeführt werden. Die erste Gruppe (1—8) umfaßt die Baryumverbindungen, welche aus pyrochemischen Reaktionen entstehen und vom Wasser leicht angegriffen werden: die Zersetzungsprodukte sind meistens Oxyhydrat des Baryums und Gase. Die nächste Gruppe, welche den Übergang von der ersten zur dritten bildet, umfaßt die Reaktionen des Baryumsulfids mit Wasser, Gasen und Salzen; die dritte besteht hauptsächlich aus chemischen Umsetzungen zweier Salzlösungen. Am Ende sind die Reaktionen, welche das schwerlösliche Baryumsulfat in lösliche Verbindungen überführen können; mit einer einzigen Ausnahme sind sie alle pyrochemischer Natur.

Zur Bildung des Baryumsulfats allein werden in diesem Verzeichnis mehr als fünfzig Reaktionen angeführt, welche neben anderen weniger wichtigen für die Genesisfrage des Schwerspates in Betracht gezogen werden müssen.

---

[1]) Kassner G., Dingl. Polyt. J. 274, 136, Jahresber. 1889, pag. 2661.

[2]) Claude A. O. Rosell, Amer. Chem. Soc. J. 17, 1895, pag. 760—769, Jahresbericht 1895, pag. 812.

[3]) C. Rend. Ac. Sc. Paris, Vol. 107, pag. 911, et Vol. 108, pag. 1111.

Übersicht der Reaktionen.

1. $Ba\,H_2 + 2\,H_2O = Ba\,(OH)_2 + 2\,H_2$.
2. $Ba\,C_2 + 2\,H_2O = Ba\,(OH)_2 + C_2\,H_2$
3. $Ba\,Si_2 + 2\,H_2O = Ba\,(OH)_2 + ?$ (kein Silikoazetylen $Si_2\,H_2$).
4. $Ba_3\,N_2 + 6\,H_2O = 3\,Ba\,(OH)_2 + 2\,NH_3$.
5. $Ba_3\,N_2 + 2\,CO = 2\,Ba\,O + Ba\,(CN)_2$
   $Ba\,(CN)_2 + CO_2 + H_2O = Ba\,CO_3 + 2\,NCH$.
6. $Ba\,B_6 + 16\,H_2O = Ba\,O\ \ 3\,B_2\,O_3 \cdot 6\,H_2O + 10\,H_2$ (?).
7. $Ba_3\,P_2 + 6\,H_2O = 3\,Ba\,(OH)_2 + 2\,PH_3$.
8. $Ba_3\,As_2 + 6\,H_2O = 3\,Ba\,(OH)_2 + 2\,As\,H_3$.

9. $2\,Ba\,S + 2\,H_2O = Ba\,(OH)_2 + Ba\,S_2\,H_2$.
10. $Ba\,S + H_2S = Ba\,S_2\,H_2$.
11. $Ba\,S_2\,H_2 + CO_2 + H_2O = Ba\,CO_3 + 2\,H_2S$.
12. $Ba\,S + 4\,H_2O = Ba\,SO_4 + 8\,H$ } pyrochem. Reakt.
13. $2\,Ba\,S_2\,H_2 + O_4 = Ba\,SO_4 + Ba\,S + 2\,H_2S$ } pyrochem. Reakt.
14. $3\,Ba\,S_2\,H_2 + O_{12} = Ba\,S_2\,O_3 + 2\,Ba\,SO_3 + 3\,H_2O$
    $Ba\,S_2\,O_3 + 2\,Ba\,SO_3 + O_3 = 3\,Ba\,SO_4 + S$.
15. $Ba\,S_2\,H_2 = CO_2 + O = Ba\,CO_3 + H_2\,S + S$ oder:
16. $Ba\,S + 2\,CO_2 + 2\,H_2O = Ba\,(CO)_2 + 2\,H_2O + S$.
17. $Ba\,S + 2\,H\,Cl = Ba\,Cl_2 + H_2S$.
18. $Ba\,S + 2\,Na\,Cl = Ba\,Cl_2 + Na_2\,S$.
19. $Ba\,S + 2\,K\,Cl = Ba\,Cl_2 + K_2S$.
20. $Ba\,S + Ca\,Cl_2 = Ba\,Cl_2 + Ca\,S$.
21. $Ba\,S + Na_2\,CO_3 = Ba\,CO_3 + K_2S$.

22. $Ba\,Cl_2 + K_2\,SO_4 = Ba\,SO_4 + 2\,K\,Cl$.
23. $Ba\,Cl_2 + Sr\,SO_4 = Ba\,SO_4 + Sr\,Cl_2$.
24. $Ba\,Cl_2 + Ca\,SO_4 = Ba\,SO_4 + Ca\,Cl_2$.
25. $Ba\,Cl_2 + K_2\,CO_3 = Ba\,CO_3 + 2\,K\,Cl$.
26. $Ba\,F_2 + Ca\,SO_4 = Ba\,SO_4 + Ca\,F_2$.
27. $Ba\,B_2\,O_4 + CO_2 + H_2O = Ba\,CO_3 + 2\,H\,BO_2$.

28. $Ba\,CO_3 + H_2O + CO = Ba\,(OH)_2 + 2\,CO_2$ (in der Rotglut).
29. $Ba\,CO_3 + 3\,H_2O + 4\,S = Ba\,SO_4 + CO_2 + 3\,H_2S$.
30. $Ba\,CO_3 + H_2S = Ba\,S + H_2O + CO_2$.
31. $Ba\,CO_3 + 2\,K_2\,SO_4 = Ba\,SO_4 + K_2\,CO_3 + K_2\,SO_4$.
32. $Ba\,CO_3 + 3\,K_2\,SO_4 + K\,CO_3 = Ba\,SO_4 + 2\,K_2\,SO_4 + 2\,K_2\,CO_3$.
33. $Ba\,CO_3 + Ca\,Cl_2 = Ba\,Cl_2 + Ca\,CO_3$.
34. $Ba\,H_2\,(CO_3)_2 + 2\,K\,Cl = Ba\,Cl_2 + 2\,K\,H\,CO_3$.

35. $Ba\,Si\,O_3 + K_2\,SO_4 = Ba\,SO_4 + K_2\,Si\,O_3$.
    $K_2\,Si\,O_3 + CO_2 = K_2\,CO_3 + Si\,O_2$.
    $K_2\,Si\,O_3 + Ba\,Cl_2 = Ba\,O + 2\,K\,Cl + Si\,O_2$.
    $K_2\,Si\,O_3 + K_2\,SO_4$ oder $K\,Cl$ scheiden $Si\,O_2$ aus, und zwar desto mehr, als die Lösung verdünnt wurde.

36. $Ba\,Si\,O_3 + 2\,K\,Cl - Ba\,Cl_2 + K_2\,Si\,O_3$.
37. $Ba\,Si\,O_3 + 2\,CO_2 + H_2O = Ba\,H_2\,(CO_3)_2 + Si\,O_2$.

38. $Ba\,Si\,F_6 + 2\,K_2\,CO_3 = Ba\,F_2 + 4\,KF + Si\,O_2 + 2\,CO_2$.
39. $Ba\,Si\,F_6 + Pb\,S + 2\,H_2O = Si\,O_2 + H_2S + Ba\,F_2 + Pb\,F_2 + 2\,HF$.

40. $Ba\,SO_4 + 15\,K_2\,CO_3 = Ba\,CO_3 + K_2\,SO_4 + 14\,K_2\,CO_3$.
41. $Ba\,SO_4 + 3\,K_2\,SO_4 + K\,CO_3 = Ba\,CO_3 + 2\,K_2\,SO_4 + K_2\,CO_3$.

42. $Ba_2\,Pb\,O_4 + 2\,K_2\,CO_3 = 2\,Ba\,CO_3 + Pb\,O_2 + 2\,H_2O$.
43. $Ba\,Fe_2\,O_4 \cdot H_2O + CO_2 + H_2O = Ba\,CO_3 + 2\,Fe\,(OH)_2 + O$.
44. $Ba\,Fe_2\,O_4 \cdot H_2O + K_2\,CO_3 = Ba\,CO_3 + K_2\,Fe_2\,O_4 \cdot H_2O$.
45. $Ba\,Fe_2\,O_4 \cdot H_2O + K_2\,SO_4 = Ba\,SO_4 + K_2\,Fe_2\,O_4 \cdot H_2O$.

Pyrochemische Reaktionen.

46. $Ba\,SO_4 + 4\,H_2 = Ba\,S + 4\,H_2O$.
47. $Ba\,SO_4 + 4\,CO = Ba\,S + 4\,CO_2$.
48. $Ba\,SO_4 + 2\,C = Ba\,S + 2\,CO_2$.
49. $Ba\,SO_4 + 8\,Fe = 3\,Ba\,S + 4\,Fe_2\,O_3$.
50. $Ba\,SO_4 + 4\,Zn = Ba\,O + Zn\,S + 3\,Zn\,O$.
51. $Ba\,SO_4 + H_2O + 4\,CO = Ba\,O + 4\,CO_2 + H_2S$.
52. $Ba\,SO_4 + 2\,H\,Cl = Ba\,Cl_2 + H_2\,SO_4$.
53. $Ba\,SO_4 + 2\,NH_4\,Cl = Ba\,Cl_2 + (NH_4)_2\,SO_4$

4. Zur Theorie der Barytgenesis.

Nachdem wir uns so mit dem physikalischen und chemischen Kapitel den Weg geebnet haben, können wir ohne weiteres zur genetischen Frage schreiten.

Es soll zuerst im allgemeinen die Frage der Herkunft des Baryums und die Bildung der Barytlagerstätte besprochen werden, und zwar als Einleitung zu dem Versuche einer Erklärung der Bildungsweise unserer Barytvorkommen; daneben werden zur Diskussion einige Spezialfragen, welche mit unserem tridentinischen Baryt im Zusammenhange stehen, aber auch von allgemeinem Interesse sind, herangezogen, zum Beispiel das Problem des Verschwindens des Baryts in der Tiefe.

a) Die Herkunft des Baryums.

Als Urquelle der Baryumverbindungen wurden seit Bischof ausschließlich die Silikate betrachtet. Auch Dieulafait, der doch die vom chemischen Standpunkte wichtige Oxydation des Sulfides hervorgehoben hat, leitet diese Verbindung aus den Silikaten unter Einwirkung eines agent sulfurant ab.

Wie aus dem chemischen Kapitel hervorgeht, kommen aber eine ganze Reihe von chemischen Verbindungen des Baryums in Betracht, besonders wenn auch die tieferen, heißen, mehr oder minder wasserfreien Regionen unserer Erdkruste herangezogen werden.

Solange man nicht wenigstens eine oberflächliche, eine heiße oder thermale und eine wasserfreie oder fast wasserfreie Region der festen Erdkruste unterscheidet, wird es schwer sein, die uns beschäftigende Frage mit befriedigender Klarheit zu überblicken. Die Berechtigung und Zweckmäßigkeit einer solchen Einteilung ist, auch

abgesehen von geologischen Kriterien, von dem chemischen und physikalischen Standpunkte allein zu rechtfertigen.

In der äußeren kalten, wasserreichen Region der Erdkruste vollziehen sich nämlich hauptsächlich und massenhaft jene Reaktionen, welche von wässerigen Lösungen ausgehen; indessen sind jene chemischen Umwandlungen, welche unter bedeutender Wärmeabsorption erfolgen, im allgemeinem ausgeschlossen, so daß hier die stabilsten Verbindungen diejenigen sind, welche die größte Bildungswärme aufweisen. Dissoziationsfähig sind bloß Körper mit exothermer Zerlegung- In Bezug auf die Löslichkeitsverhältnisse sind jene Verbindungen begünstigt, deren Lösungswärme über Null liegt.

In der Thermalzone sind zuerst die veränderten Löslichkeitsbedingungen zu berücksichtigen. Die Löslichkeit der meisten Körper nimmt mit der Temperaturerhöhung zu, da sie unter Wärmeabsorption im Wasser löslich sind, also eine unter Null liegende Lösungswärme besitzen. Verbindungen aber, welche unter Wärmeentwicklung sich auflösen, sind in dieser warmen Zone nicht begünstigt und werden bei zunehmender Temperatur immer schwerer löslich. Indifferent gegenüber der Temperatur verhalten sich bekanntlich Körper, deren Lösungswärme gleich oder fast gleich Null ist.

Mit zunehmender Temperatur verlaufen die endothermischen Doppelzersetzungen immer vollständiger und die Zahl der umkehrbaren Reaktionen wird immer größer. In der oberen kalten Zone hat man in der großen Mehrheit der chemischgeologischen Prozesse mit Ein- und Zweiphasensystemen zu tun; hier spielen die Dreiphasensysteme eine immer an Wichtigkeit zunehmende Rolle. Der Einfluß des Druckes wurde schon früher besprochen.

Wir kommen schließlich in die tiefere, immer wasserärmere Region, wo die Wasserlöslichkeit nach und nach an Wichtigkeit verliert, während die Diffusionsgeschwindigkeit gewissermaßen sie ersetzt und eine analoge Rolle spielt. Das System wird wieder hauptsächlich zweiphasig, indem die Gasphase die flüssige ersetzt. Hier sind auf einmal eine ganze Reihe von chemischen Verbindungen zu Hause, deren Darstellung zum größten Teil erst in neuerer Zeit in dem elektrischen Ofen gelungen ist und welche neben Wasser nicht existenzfähig sind; es sind dies die Hydrüre, Karbide, Silizide, Nitride und Boride vieler Elemente neben einigen Phosphiden und Sulfiden. Auch ganz allgemein hat übrigens jede Tiefzone der Erdkruste ihre eigenen chemischen Verbindungen, welche in einer anderen Zone entweder nur ausnahmsweise oder überhaupt nicht existenzfähig sind.

Betrachten wir mit der festen Kruste auch den flüssigen, beziehungsweise gasförmigen Teil der Erde, so ist neben dem geänderten chemischen Gleichgewicht, welches von den physikalischen Faktoren abhängt, auch die verschiedene Verteilung der Elemente zu berücksichtigen. Dieser letztere Satz geht aus einer einfachen Betrachtung des spezifischen Gewichtes der Erde hervor. Wenn sämtliche bisher bekannten Elemente in ihrem Atomgewichtsverhältnisse vorkommen sollten, so hätte unsere Erde ein spezifisches Gewicht von zirka 7·3 statt 5·7; die Elemente kommen also in einem anderen Ver-

hältnisse vor. Immerhin nachdem der uns bekannten Erdkruste ein spezifisches Gewicht von nur 2·7 zukommt, so müssen die schweren Elemente, welche mit einer einzigen Ausnahme (Eisen) nur spurenweise in derselben enthalten sind, eine größere Verbreitung in dem Kern als in der Hülle der Erde haben.

Wir wären somit gewissermaßen berechtigt anzunehmen, daß auch Baryum an der Zusammensetzung des Erdinnerns mit mehr als 0·089% beteiligt ist. Diese theoretische Schlußfolgerung hat jedenfalls für geologische Prozesse einen geringen Wert, insofern wir die Tiefe, wo dieser Wechsel der chemischen Zusammensetzung der Erde beginnt, nicht ermitteln können.

Fassen wir deshalb nur die feste Erdkruste ins Auge und die drei darin unterschiedenen Zonen, ohne doch zu vergessen, daß Krustenbewegungen, Intrusionen von Eruptivgesteinen und vulkanische Erscheinungen die Tiefenverhältnisse derselben plötzlich verschieben können.

In der tieferen wasserarmen oder wasserfreien [1]) Zone der Erdkruste sind, wie soeben gesagt wurde, neben den Silikaten des Baryums noch seine Hydrüre, Karbide, Silizide, Nitride, Boride, Phosphide und Sulfide zu berücksichtigen.

Die Existenz der meisten dieser Verbindungen ist nicht bloß hypothetisch. In der Tat haben die Versuche über das Vorkommen von gasförmigen Elementen gezeigt, daß in den gewöhnlichen Eruptivgesteinen viele der obigen Verbindungen vertreten sind. Da sie in minimalen Spuren vorkommen und meistens keine eigenen Mineralien bilden, sondern in der ganzen Masse diffundiert sind, so widerstehen sie der Wirkung des Wassers hartnäckig und werden von derselben erst unter Anwendung von dissolvierenden Mitteln ganz zersetzt [2]). Der Prozentgehalt der Eruptivgesteine in solchen Verbindungen ist an der Oberfläche der Erdkruste noch immer ein relativ großer. So sammelte Gautier aus 1 *kg* Granit 12 cm^3 Azetylen, welche 0·0608 *g* Kalziumkarbid oder 0·13985 Baryumkarbid, beziehungsweise 0·006% *Ca*

[1]) Vergl. Winkler Klemens, Über die Entdeckung neuer Elemente etc. Ber. d. deutsch. chem. Ges. 1897, Vortrag, pag. 8.

[2]) Erdmann Hugo, Über das Vorkommen von Ammoniakstickstoff im Urgestein. Ber. d. deutsch. chem. Ges. Berlin 1896, Jahrg. 29, pag. 1710.

Ramsay W. and Travers Morris W., The Gaseous Constituents of certain Mineral Substances and Natural Waters. Proceedings of the Royal Society of London. Vol. 60, 1897, pag. 442—448.

Tilden W. A., On the Gases enclosed in crystalline Rocks and Minerals. Ibidem, pag. 453.

Travers M. W., The Origin of the Gases evolved on heating Mineral Substances, Meteorites etc. Proceedings of the Roy. Soc. London, Vol. 64, 1899, pag. 130–142.

Gautier Armand, Produits gazeux dégagés par la chaleur de quelque roches ignées. Comptes Rendus de l'Ac. de France. Paris, Vol. 132, pag. 58—64.

— Production de l'hydrogène dans les roches ignées. Action de la vapeur d'eau sur les sels ferreux. Compt. Rend., Vol. 132, pag. 189—194.

— Sur l'existence d'azotures, argonures, arséniures et jodures dans les roches crystalliniennes. Compt. Rend. 132, pag. 932—938.

Boussignault, Sur la presence de l'azote dans un fer météorique. C. R. d. Ac. Paris, Vol. 53, pag. 77.

oder 0·0139% *Ba* entsprechen. Stickstoffbestimmungen an verschiedenen Eruptivgesteinen ein und derselben Masse (C. d'Asta) gaben mir zum Beispiel folgende Werte: Granit 0·015%, basische Ausscheidungen desselben Handstückes 0·0096%, Aplit 0·026%, Pegmatit desselben gemischten Ganges 0·018% *N*[1]). Daß wenigstens ein Teil dieses Stickstoffes als Nitrid gebunden ist, geht aus der Tatsache heraus, daß seine Entwickelung einfach mit destilliertem Wasser gelingt und sein Prozentgehalt, wie Erdmann an norwegischen Mineralien gefunden hat, beim Aufbewahren an feuchter Luft geringer wird.

Es liegt auf der Hand, daß, in der wasserfreien oder sehr wasserarmen Zone der Erdkruste, der Prozentgehalt dieser vom Wasser heftig angegriffenen Verbindungen größer als in der oberen feuchten Zone sein muß. Kommt das Wasser infolge einer Krustenbewegung, einer Abkühlung, oder irgendeines anderen geologischen Vorganges mit einem Eruptivgestein das erstemal in Berührung, so wird es, der Heftigkeit der Reaktion gemäß, zuerst die bewußten Verbindungen angreifen. Wie aus den chemischen Gleichungen 1—8 ersichtlich ist, sind die Zersetzungsprodukte Basen und gasförmige Verbindungen. Auch Schwefelwasserstoff dürfte nach den Versuchen von Gautier neben CH^4, CH^2, CO, CO_2, N, H, HCl, SiF_4 unter günstigen Bedingungen entweichen.

In der Thermalzone wird die Lösungsfähigkeit des Wassers eine große Rolle spielen, denn meistens wird sie, durch erhöhte Temperatur[2]) und in einzelnen Fällen auch durch hohen Druck, bedeutend größer. Kommt, wie bei geologischen Prozessen, der Faktor Zeit in den Vordergrund, so genügen auch relativ kleine Temperaturen um große Effekte zu erzielen. In bezug auf Silikate, welche hier in erster Linie zu berücksichtigen sind, haben die Experimente von Spezia[3]) gezeigt, daß schon bei Temperaturen von 150°, 139° und sogar 118° das Glas nach einigen Tagen sehr deutliche Spuren der Zersetzungswirkung des Wassers zeigt; der Druck soll dabei im Vergleich mit der Temperatur eine untergeordnete Rolle spielen.

Je mehr wir uns endlich aber der Oberfläche der Erdkruste nähern, umso mehr kommen neben den kristallinen Gesteinen auch sämtliche Sedimentärbildungen[4]) als Quelle des Baryums in den Vordergrund und schließlich muß auch die Hydrosphäre zur Besprechung kommen. Daß es sich hier fast ausnahmslos um keine primäre Baryumquelle handelt, liegt wohl auf der Hand. Nach den Berechnungen von Clarke[5]) ist der Baryumgehalt der Kalksteine, Sandsteine und Ton-

[1]) Aus einer noch unveröffentlichten Arbeit, welche ich in einem Vortrage in der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien mitgeteilt habe. Vergl. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 117.

[2]) Über den Einfluß der Temperatur auf die Löslichkeit, vergl. pag. 435.

[3]) Spezia G., La pressione nell' azione dell' acqua sull' apofillite e sul vetro. Atti Acc. Torino. 1894—95, Vol. 33, pag. 461.

Vergl. auch: Barus C. in Phil. Mag. 27, pag. 104—109, 461—479.

[4]) Dieulafait, a. a. O. — Collot L., Diffusion du barium et de strontium dans les terrains sedimentaires epigénics; druses d'apparence organique. Compt. Rend. Acc. Sienc. Paris, Vol. 141, 1905, pag. 832—834.

[5]) Bull. of the United St. Geol. Surv. Washington 1904, Nr. 228, pag. 21.

schiefer noch immer die Hälfte jenes der kristallinischen Gesteine, und zwar fand er als Mittel für:

mesozoische und känozoische Tonschiefer . . 0·06% BaO
paläozoische Tonschiefer . . . . 0·04 „ „
Sandsteine . . . . 0·05 „ u. 0·01% BaO

Kalksteine enthalten nach Clarke kein Baryum, doch scheint es neben Strontium auch dort, jedenfalls meistens bloß in minimalen Spuren, welche erst spektroskopisch nachgewiesen werden können, verbreitet[1]). In einzelnen Fällen dürfte aber der Gehalt dieser zwei Elemente nicht zu unterschätzen sein, wenn Engelbach bei Anwendung von großer Menge Substanz in einem Stringocephalenkalk von Gießen 0·012%, in dem Jurakalk von Salzbergen 0·083% und im Tertiärkalk von Mainz 0·173% an kohlensaurem Strontium nachweisen konnte. Nach Fresenius[2]) enthält der Kalk im Krähnchen von Ems 0·1% Baryum- und Strontiumsalzen. Baryumhältig sollen ferner die devonischen Kalke von Castelnau (Ariége) und die liassischen Kalkschiefer von Gaujac, bei Chaumont (Ariége), sein[3]). Bis 2·8% Baryumgehalt fand Kretschmer in den tonig-dolomitischen Kalksteinen der Kwitteiner Erzlager in Mähren[4]). Baryumspuren fand Phipson in einem silurischen Kalkstein in Herefordshire[5]). Eine ausgiebigere Quelle für Baryum sind aber die Sandsteine, welche nicht nur sehr oft Barytknollen, sondern nicht selten Baryumsulfat[6]) und sogar Baryumkarbonat als Bindemittel aufweisen. Einige englische Sandsteine enthalten nach Clowes[7]) 28—50% Schwerspat (Hemlock Stone 33·33—46·03%, Stapleford Hill 46·92—49·95%, Bramcote Hill 28·2—50·06%) als Zement. Neben Schwerspat wurde in dem Sandstein der Gegend von Göttingen von H. Lutterkorth[8]) auch kohlensaurer Baryt nachgewiesen[9]).

[1]) Kirchhoff u. Bunsen R., Chemische Analyse durch Spektralbeobachtungen. Poggendorf, Annalen der Physik und Chemie. Bd. CX, pag. 179, 181, 182.
Engelbach, Zur Nachweisung des Baryts und Strontians in Kalksteinen. Liebigs Annalen d. Chem. u. Pharm., Bd. CXXIII, 1862, pag. 255—261.

[2]) Zu: Bischof, Chemische Geologie, II. Aufl., pag. 208, Fußnote.

[3]) Mussy, Baryte sulfatée (Ariége). Annales des Mines. Memoires 1868. II. Ser., VI. Tom. XIV., pag. 579.

[4]) Kretschmer F., Die nutzbaren Minerallagerstätten der archäischen und devonischen Inseln Westmährens. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. in Wien 1892.

[5]) Delkeskamp, Schwerspatvorkommnisse in der Wetterau usw. A. a. O., pag. 53—54.

[6]) Clowes Frank, Bariumsulfate as a Cement in Sandstone. Proceedings of the Royal Society of London 1889, Vol. 46, pag. 365.
— Deposition of Barium Sulfate as a Cementing Material of Sandstone. Proceeding of the R. Soc. London 1899, Vol. 64, pag. 374.

[7]) Lutterkorth H., Kohlensaurer Baryt, ein Bestandteil des Sandsteins in der Gegend von Göttingen. Annalen der Chem. u. Pharm. 1856, Bd. 100, pag. 296.

[8]) Phipson T. L., Chem. News, Vol. 84, pag. 283, und Jahresber. f. 1901, pag. 420.

[9]) Der Sandstein von North Staffordshire enthält kein Barytokalzit wie in Delkeskamp (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1902, pag. 119) unrichtig zitiert ist. „Barytocelestite“ heißt es in der Originalarbeit. Wedd C. B., Note on Baryum Sulfate in the Bunter Sandstone of North Staffordshire. Geol. Magaz. London 1899, pag. 508.

Im Meere wurde Baryum von Forchhammer[1]) gefunden, und zwar sowohl in dem Wasser selbst als in der Kesselkruste der transatlantischen Dampfer und sogar, was nach der giftigen Eigenschaft der Baryumsalze nicht vorauszusehen war, in der Asche von Meerestangen (*Fucus vesiculosus*), in Korallen und Muschelschalen.

b) Die Bildung der Barytlagerstätten.

Die absichtliche Beschränkung, welche in dieser Arbeit die Behandlung des Problems der Genesis der Schwerspatlagerstätten erfahren soll, gestattet uns die verschiedenen Theorien hier fast nur von einem rein chemisch-physikalischen Standpunkte zu betrachten. Die Begründung der beabsichtigten Beschränkung liegt wohl auf der Hand. Jede dieser Theorien hat eine chemisch-physikalische und eine geologische Seite. Eine Theorie kann zum Beispiel vom ersten Standpunkte vollkommen begründet, geologisch dagegen nicht aufrecht zu erhalten sein und umgekehrt. Im allgemeinen sind ja, wie schon aus den chemisch-physikalischen Kapiteln zu ersehen ist, mehrere Theorien möglich; bei einem allgemeinen Studium des Problems würde es demnach in erster Linie darauf ankommen zu erwägen, welche Theorie oder welche Theorien auf eine fast allgemeine oder richtiger gesagt auf eine häufigere Anwendung Anspruch erheben könnten. In diesem Falle sollte man naturgemäß jede Theorie an möglichst vielen Vorkommnissen ausprobieren, eine Aufgabe die außerhalb des Rahmens unserer Arbeit liegt.

Indessen sollen die vom chemisch-physikalischen Standpunkte gerechtfertigten Theorien nur in bezug auf unsere Trientiner Barytvorkommnisse weiter diskutiert werden, während die allgemeinere Frage nur en passant berücksichtigt werden soll.

Magmatische Ausscheidung. — Sublimationstheorie. — Injektionstheorie.

Bei der Frage der Herkunft des Baryums haben wir uns auf die feste Erdkruste beschränkt, es wurde aber dort hervorgehoben, daß selbst innerhalb der drei unterschiedenen Zonen, sei es infolge von Krustenbewegungen (Senkungen) oder Eruptionen (Intrusionen, vulkanische Ausbrüche) geologische Erscheinungen vorkommen können, welche die physikalischen und chemischen Verhältnisse jeder Zone lokal tief verändern können. Deswegen müssen auch die drei obigen Theorien zur Diskusion herangezogen werden. Dieselben setzen die Existenz von flüchtigen und bei hoher Temperatur unzersetzbar schmelzenden Verbindungen des in Rede stehenden Elementes voraus.

Solche Verbindungen existieren tatsächlich auch für Baryum. Hydrüre und Nitride kommen als gewichtsanalytisch noch bestimmbare Mengen in Eruptivgesteinen vor, waren also unzweifelhaft auch in dem

[1]) Forchhammer Georg, Om Söevandets bestanddele og deras Fordeling. — On the Composition of Sea-water in the different parts of the Ozean. Philosophical Transaction of the Royal Society of London, Vol. 155, London 1865, pag. 213.

Bunsen u. Kirchhoff konnten nur *Sr* bestimmen. Kirchhoff G. und Bunsen R., Chemische Analyse durch Spektralbeobachtungen. Annalen der Physik und Chemie, Bd. 90, 1860, pag. 179.

Magma selbst, in den relativ noch trockenen Eruptivgesteinen, und zwar bestimmt in größeren Mengen, vorhanden. Baryumhydrür schmilzt bei 1200° (also bei einer Temperatur, welche jener des Schmelzpunktes der Granite sehr nahe liegt) unter teilweiser Verflüchtigung und erleidet (unter normalem Atmosphärendruck) eine teilweise Zersetzung erst bei 1400°, bei welchem Wärmegrade es aber ganz flüchtig ist. Der Nitrid schmilzt schon bei 1000° ebenfalls unter teilweiser Verflüchtigung. Auch Baryumkarbonat (Schmelzpunkt 795°, Zersetzungspunkt 1400°), Baryumsulfid und Baryumsulfat sind bei hohen Temperaturen stabile Verbindungen, welche flüchtig sind[1]). Fluorsiliziumbaryum ist ebenso wie das Kaliumsalz in der Hitze zersetzbar, trotzdem, ebenso wie Kieselfluorkalium in Vulkanfumarolen häufig ist, so könnte auch die Baryumverbindung dort vorkommen.

Zur Stütze eines magmatischen Differentiationsprozesses könnte die leichte Schmelzbarkeit der Baryumsilikate (siehe pag. 420) angeführt werden. Würde aber tatsächlich ein solches in der Natur stattfinden, so sollte eine gewisse Korrelation zwischen Basizität, beziehungsweise Schmelzbarkeit der Eruptivgesteine und ihrem Baryumgehalt konstatierbar sein. Man sucht aber nach dieser vergebens, in jeder Richtung, bei der Prüfung der vollständigen Gesteinsanalysen der U. S. Geol. Survey.

Es existieren also für Baryum derartige Verbindungen, welche die magmatische Ausscheidung, die Sublimationstheorie und sogar die alte in jedem Abschnitt der Lagerstättenlehre verworfene Injektionstheorie vom chemisch-physikalischen Standpunkte als theoretisch möglich erscheinen lassen. Indessen dürfte in der Literatur kaum ein einziges Barytvorkommen beschrieben sein, wo selbst die zwei ersten Theorien Anwendung finden sollten.

Thermaltheorie.

Der Thermaltheorie steht die Chemie des Baryums mit einem großen Apparat von Reaktionen zur Verfügung, welche den speziellen physikalischen Verhältnissen, die eine Therme voraussetzt, so gut angepaßt erscheinen, wie es sonst bei keinem anderen Erzvorkommen in ähnlichem Maßstab kaum der Fall sein dürfte.

Woher eine Therme, besonders eine solche, die aus juvenilem Wasser[2]) ganz oder teilweise besteht, ihren Baryumgehalt entnehmen kann, wurde schon oben dargelegt. In der tieferen Zone kann also das Wasser Hydrüre, Karbide, Nitride, Silizide und Phosphide des Baryums zersetzen und das entstandene Hydrat in beliebiger Menge auflösen, denn mit der Temperatur steigt seine Löslichkeit erheblich, während zum Beispiel jene des Kalziumoxyd rasch sinkt. Man kann übrigens wohl ruhig annehmen, daß das Baryumhydrat sich sofort mit den gleichzeitig entstandenen Gasen binden wird: die Bildung von

[1]) Traube H. (Über künstliche Dartellung von Mineralien durch Sublimation. Zentralblatt f. min. Geol. 1901, pag. 682) erhielt Barytkristalle durch Sublimation bei Erhitzung bis zirka 1400° C einer Mischung von Baryumsulfat mit einem Gemenge von *NaC* und *KC*.

[2]) Im Sinne von Suess E. — Über heiße Quellen. Verh. d. Ges. deutsch. Naturf. und Ärzte, Leipzig 1902.

Chloriden, Fluoriden, Sulfiden (Sulfhydraten) und Karbonaten ist in erster Linie denkbar. Das Karbonat ist aber trotz seiner in kohlensäurehältigem Wasser und bei hohem Druck großen Löslichkeit in Anwesenheit von überschüssigem H_2S nicht existenzfähig, denn es würde nach Gleichung (24) in Sulfhydrat umgewandelt werden, und zwar gerade in verdünnten Lösungen besonders rasch. Ist aber die Kohlensäure in Überschuß, so wird das Sulfid in Karbonat umgesetzt. Es handelt sich also um die umkehrbare Reaktion

$$BaCO_3 + H_2S \rightleftarrows BaS + CO_2 + H_2O$$

$$283{\cdot}4\,Cal + 2{\cdot}7\,Cal \qquad 98{\cdot}3\,Cal + 97{\cdot}6\,Cal + 68{\cdot}4\,Cal.$$

also

$$BaCO_3 + H_2S = BaS + CO_2 + H_2O + 21{\cdot}8\,Cal.$$

In Worten ausgedrückt: die Bildung von Baryumkarbonat erfolgt unter Wärmeabsorption und wird von steigender Temperatur begünstigt. Auch von Kalziumchlorid wird das Baryumkarbonat langsam zersetzt. Anderseits wird aus Baryumsulfid durch Alkalikarbonate Baryumkarbonat niedergeschlagen, ebenfalls unter Wärmeabsorption.

In Begleitung von überschüssigen Kalziumsalzen ist Baryumfluorid nicht beständig, wohl aber wenn diese schon ganz in Flußspat umgesetzt wurden und noch Alkalifluoride in der Lösung bleiben (vergl. pag. 428).

Die Lösungen von Baryumsilikaten werden von Alkalisalzen, welche in großem Überschuß mit in Lösung gegangen sein müssen, leicht zersetzt und in Chloride, Fluoride usw., wenn nicht direkt in Sulfate, umgewandelt. Ein CO_2- oder H_2S-Gehalt des Wassers kann den Verlauf der Schlußreaktion noch weiter verändern. Das Baryumsulfat ist aber in warmem Wasser nicht beständig (40—41), wenn in der Lösung auch Kohlensäurealkalien in Überschuß vorhanden sind.

Der Verlauf der einzelnen möglichen Reaktionen in Thermen verschiedener Zusammensetzung ist also genug kompliziert und hängt von physikalischen Verhältnissen (Temperatur, Verdünnung usw.) über deren Einfluß auf die chemische Affinität noch keine oder nur ungenügende Daten vorliegen, ab.

Ein Beispiel, das mit unserer speziellen Aufgabe in enger Beziehung stehen kann, soll diese Vorgänge illustrieren. Es ist nämlich mehr als wahrscheinlich, daß eine Therme, welche metallische Sulfide in Lösung führt, auch Alkalisulfide reichlich enthält. K_2S löst sich bekanntlich im Wasser unter teilweiser Zersetzung, welche um so vollständiger ist, je verdünnter die Lösung, nach der Gleichung

$$K_2S + H_2O = KSH + KOH.$$

Wird die Lösung noch weiter verdünnt, so findet eine Schwefelwasserstoffentwicklung statt

$$KSH + H_2O = KOH + H_2S.$$

Beide Reaktionen sind aber auch umkehrbar. Das Gleichgewicht hängt von der Konzentration, der Temperatur und dem Drucke ab; von dem letzten insofern H_2S entweichen kann oder nicht. Von der

Möglichkeit einer H_2S-Entweichung hängt ferner die Aufnahmsfähigkeit der Lösung von Kohlensäure und Sauerstoff, also die Bildung von Polysulfiden, Karbonaten und Sulfosalzen ab. Man sieht daraus, welchen großen Einfluß Verdünnung, Temperatur und Druck nur auf einen einzigen Bestandteil einer Therme ausüben kann und wie infolgedessen das chemische Gleichgewicht vielfach und mehrmals während des Laufes der Therme gestört werden kann.

Bezüglich der Rolle, welche die gasförmigen Verbindungen spielen, wäre es hier am Platze, noch an eine Regelmäßigkeit, welche bei Vulkanfumarolen beobachtet wurde, zu erinnern, zumal nachdem Gautier[1]) auf die große Ähnlichkeit der vulkanischen Gase mit jenen, welche aus den Eruptivgesteinen in der Rotglut ausgetrieben werden, hingewiesen hat. Bei der Entgasung eines Lavastromes soll die Gasentwicklung einer bestimmten Sukzession folgen: zuerst werden Salzsäuredämpfe, dann Schwefelwasserstoff und schließlich Kohlensäure und Kohlenwasserstoff frei. Thermen, welche ihre Gase aus einem solchen oder ähnlichen Prozeß ableiten, werden also im Laufe der Zeit unter Umständen ihren Gasgehalt wechseln; damit ist aber auch, in jeder einzelnen Phase der Entgasung eine Änderung der Zusammensetzung ihrer festen Bestandteile wie auch ihrer physikalischen Verhältnisse verbunden.

Das steht jedenfalls fest, daß die stabilsten Verbindungen des Baryums, welche in Thermen vorkommen können, in erster Linie die leicht löslichen Chloride und Sulfhydrate neben Karbonat, dem in kohlensäurehältigem Wasser schon bei einem einzigen Atmosphärendruck eine Löslichkeit gleich jener des Gipses zukommt, sind. Weniger stabil ist unter Umständen das Baryumfluorid; mit Unrecht wurde es aber bisher nicht in Betracht gezogen, denn seine große Löslichkeit, welche jener des Gipses gleichkommt, und die Tatsache, daß Flußspat ein so häufiger Begleiter des Baryts auf Gängen ist, weisen wohl auf die große Rolle hin, welche diese Verbindung bei der Bildung des Schwerspates gespielt haben muß.

Fassen wir nun eine Therme, welche die oberste kalte Region der Erdkruste erreicht hat, ins Auge. Vor allem sind die veränderten physikalischen Verhältnisse maßgebend. Die Verminderung des Druckes und der Temperatur bedingen nicht nur eine Veränderung der Löslichkeitsverhältnisse, sondern beeinflussen auch das chemische Gleichgewicht.

Was den Einfluß der Temperatur betrifft, so soll daran erinnert werden, daß eine Temperaturverminderung nicht immer eine Abnahme der Löslichkeit bedeutet (vergl. pag. 435). So nimmt zum Beispiel innerhalb gewisser Temperaturgrenzen die Löslichkeit des Kalziumsulfats und des Karbonats mit fallender Temperatur zu (vergl. Diagramm auf pag. 406). Anderseits sind manche Verbindungen, wie Baryumchlorid und Baryumfluorid, gegenüber der Temperatur in bezug auf Löslichkeit wenig empfindlich (vergl. Diagramm auf pag. 400). Die Temperaturschwankungen einer Therme können aber so groß sein und

[1]) Gautier Armand, La genèse des eaux thermales et ses rapports avec le volcanisme. Annales des Mines, Paris 1906, Xième Ser., Tome IX, pag. 333.

so rasch sich vollziehen [1]), daß sie einer der wichtigsten Faktoren des Absetzungsprozesses sein müssen. So dürfte eine Abkühlung von 40° zu 20° genügen, um die Hälfte des Baryumsulfats, welches im Wasser gelöst ist, abzusetzen.

Eine relativ kleine Rolle spielt meistens der Druck nach den Versuchen von Spezia auf die Löslichkeit; ist aber sein direkter Einfluß kein großer, so kommt er doch indirekt zur vollen Geltung, indem er für die Absorptionsfähigkeit der Gase im Lösungsmittel maßgebend ist. Man wolle diesbezüglich die Löslichkeit des Baryumkarbonats zum Beispiel nehmen (vergl. pag. 412).

Wie nun außerdem die Änderung des Druckes und der Temperatur das chemische Gleichgewicht beeinflussen, wurde schon in dem allgemeinen chemischen Abschnitt wie auch auf pag. 441 mit Beispielen, welche sich auf unseren Gegenstand beziehen, zur Genüge klargestellt.

Wesentlich greift aber auch die Veränderung der geologischen Verhältnisse in die Chemie der Therme ein. Die in der Nähe der Oberfläche zirkulierenden Wässer sind in der Regel sehr reich an Sulfaten, wie aus jeder Zusammenstellung von Flußquellen- oder Grubenwässeranalysen zu ersehen ist. Eine Mischung derselben mit der Therme ist ein Vorgang, der nicht demonstriert werden braucht und in der Bildung des Schwerspates eine große Rolle spielen muß. Aus Chloriden, Fluoriden, Karbonaten und Silikaten des Baryums wird von Alkalisulfaten und selbst von Strontium- und Kalziumsulfat schwefelsaures Baryum niedergeschlagen. Es kommt aber noch der Oxydationsprozeß ins Spiel. Vulkanische und Thermalgase sowie Granitgase enthalten in der Regel keinen freien Sauerstoff oder nur Spuren desselben, so daß dem Baryumsulfhydrat in der profunden Region einer Therme weniger Gelegenheit geboten werden dürfte, durch Oxydation in Sulfat zu übergehen. In der obersten Zone der Erdkruste ist dagegen eine Sauerstoffzufuhr, sei es direkt aus der Atmosphäre, welche in den Gesteinsporen und -spalten zirkuliert, sei es indirekt durch Tageswässer, leicht zu denken.

Sedimentationstheorie.

Die Herkunft des Baryums des Meerwassers und der marinen Sedimente ist zweifelsohne hauptsächlich auf die Zerstörung der kristallinischen Gesteine zurückzuführen. Selbst gewöhnliche Trinkquellen zeigen, wie aus einigen Analysen von Fresenius hervorgeht, minimale Spuren von Baryumsalz, welches auch im Flußwasser nicht fehlen dürften, obwohl ich keine diesbezügliche Analyse anzuführen weiß [2]). Auffallend ist jedenfalls der Umstand, daß der Baryumgehalt der Tonschiefer, Sandsteine und Kalke demjenigen der kristallinischen Gesteine um zirka die Hälfte nachsteht. Schon um den

[1]) Man vergleiche zum Beispiel die Temperaturverhältnisse des Grand Geyser, wie sie von Bunsen festgestellt wurden. Den Tiefen von 22.5, 18, 13, 8·10, 3·30 *m* entsprechen die Temperaturen: 126°, 124°, 121·8°, 110°, 85·5°.

[2]) Dupré A. u. F. (Phil. Mag. Ser. IV, Bd. XX, pag. 373, London) konnten im Themsewasser Strontium spektroskopisch nachweisen. Für Baryum ist die spektroskopische Bestimmung bekanntlich weniger empfindlich.

Fehler in der Baryumbilanz herauszubringen, muß man sich die Frage stellen, ob eine sedimentäre Bildung des Baryts aus gesättigtem Meerwasser möglich sei, das heißt es soll geprüft werden, ob bei Eintrocknen von Seewasser, ähnlich wie Gips, Kalziumkarbonat, Kochsalz und so weiter, auch das schwerlöslichste Salz, das Baryumsulfat, abgesetzt werden könnte.

Die Flüsse können wohl neben Baryumsulfat auch andere Baryumsalze ins Meer mitbringen, wenn sie keine Sulfate führen (Mississippi bei Carelton nach Avegnin, Jahresber. d. Chem. 1857, pag. 729), oder nur kleine Mengen davon enthalten (Nil nördlich von Kairo nach Popp, Ann. d. Chem. u. Pharm., Bd. 155, pag. 344). Besonders in solchen Fällen, wo es sich um tropische Flüsse handelt, ist es wohl möglich, daß deren Wasser noch Baryumkarbonat in Suspension oder in Lösung führt. Unter Umständen kann das Wasser leicht eine Temperatur zwischen 25—30° haben, so daß die überschüssigen Karbonate auf vorhandene Sulfate der Erdalkaligruppe wirken, beziehungsweise die Umwandlung des schon vorhandenen suspendierten (im Schlamm) oder gelösten Baryumkarbonats durch Alkali und Erdalkalisulfate verhindern können. Daß dieser Fall möglich ist, zeigen uns die Analysen vom Nilabsatz. Knop[1]) fand im Nilschlamm bei Minich 0·021°|₀ und bei Achmin 0·017°|₀ Baryumkarbonat; bei Theben wurden nur qualitativ *Ba*-Spuren nachgewiesen.

Im Meerwasser, welches Sulfate in großem Überschusse enthält, ist nur Baryumsulfat anzunehmen. Die Frage wäre also ziemlich einfach, wenn wir den Baryumgehalt des Seewassers kennen würden. Das ist leider, nach meinem Wissen, nicht der Fall, so daß wir das Ziel auf Umwegen erreichen müssen[2]).

Es sei vor allem daran erinnert, daß bei der Ausscheidung von Salzen aus einer Lösung, die eingeengt wird, die Löslichkeit der Salze nicht allein maßgebend ist, sondern man muß sich weiter fragen, wie weit jedes Salz von seinem Sättigungspunkt ist. Stellen wir uns die Frage, was geschieht mit dem Baryumsulfat des Meerwassers, wenn das letztere verdunstet.

In reinem Wasser und bei 18° ist der Sättigungsgrad für die zunächst ins Spiel kommenden Salze in folgenden Zahlen (nach Kohlrausch) ausgedrückt:

---

[1]) Knop W., Analysen vom Nilabsatz. In „Landwirtschaftliche Stationen", Organ für naturwissenschaftliche Forschungen auf dem Gebiete der Landwirtschaft, Bd. 17, 1874, pag. 65—70.

[2]) Forchhammer hat Baryum im Seewasser nur qualitativ nachgewiesen; eine quantitative Bestimmung dürfte bisher nicht ausgeführt worden sein; ich habe sie vergebens sowohl in älteren als in den neuesten Meeresanalysen gesucht. Was die theoretische Seite anbelangt, so haben Van't Hoff, Meyerhoffer und ihre Mitarbeiter in den klassischen Untersuchungen über die Bildung der ozeanischen Salze nur die Kalium-, Natrium-, Magnesium- und Kalziumverbindungen berücksichtigt; die nur in Spuren vorkommenden Salze wurden nicht herangezogen. Vergl. Van't Hoff, Acht Vorträge über phys. Chemie. — Van't Hoff, Meyerhoffer (und andere Mitarbeiter), Untersuchungen über die Bildungsverhältnisse der ozeanischen Salzablagerungen, insbesondere des Staßfurter Salzlagers. Sitzungsber. d. preuß. Akad. d. Wissensch., Berlin 1897, 1898, 1899, 1900.

				Prozent
Baryumsulfat	2·3 *mg*	in 1	Liter	= 0·00023
Strontiumsulfat . . .	114·0 „	„ 1	„	= 0·01140
Gips + *aq*	2040·0 „	„ 1	„	= 0·20400
Kalziumkarbonat . . .	27·0 „	„ 1	„	= 0·00270
Kalziumbikarbonat . .	56·0 „	„ 1	„	= 0·00560

Im Meerwasser aber ist die Löslichkeit der genannten Salze wegen der Anwesenheit von Alkalichloriden verschieden. Direkte Bestimmungen liegen nicht vor, so daß wir mit ganz rohen Zahlen uns begnügen müssen, welche schätzungsweise aus den auf pag. 405 und ff. wiedergegebenen Tabellen entnommen wurden.

Nehmen wir ein Seewasser von mittlerem Salzgehalt, und zwar der Einfachheit halber von derselben Zusammensetzung wie dasjenige, welches Usiglio[1]) für seine klassischen Versuche brauchte, also mit:

				Prozent
$NaCl$, KCl, $NaBr$	30·485 *g*	in 1	Liter	= 3·048
$MgCl_2$	3·219 „	„ 1	„	= 0·341

In demselben wäre der Sättigungsgrad obiger Verbindungen bei zirka 25° mehr oder minder annähernd mit folgenden Zahlen ausgedrückt:

(Aus dem Diagramm pag. 408 berechnet):

Baryumsulfat zirka 50—60 *mg* in 1 Liter = 0·0060%.

(Aus dem Diagramm pag. 409 berechnet):

Strontiumsulfat zirka 1200—1500 *mg* in 1 Liter = 0·1500%.

(Mittel von Tilden-Shenstone und Cloez für $NaCl$):

Kalziumsulfat zirka 6000—7000 *mg* in 1 Liter = 0·7000%.

(Nach dem Versuche Usiglios):

Kalziumkarbonat zirka > 114 < 228 *mg* in 1 Liter = 0·0228%.

Lassen wir nun das Wasser, wie in dem Versuche Usiglios, abdampfen, bis die ursprünglichen 1000 Vol. nunmehr auf 533 reduziert sind.

Bei dieser Konzentration schied sich nach Usiglio Kalziumkarbonat aus; nachdem das Wasser ursprünglich 114 *mg* $CaCO_3$ in 1 Liter enthielt, so entspricht der Sättigungsgrad für dieses Salz einem Gehalt von höchstens 114 *mg* in 0·533 Liter, also rund zirka 230 *mg* in 1 Liter als Maximum. Die Daten für die anderen Salze müssen wir wieder aus unseren Tabellen approximativ entnehmen.

In einem Wasser von doppelter Konzentration als ursprünglich Usiglios Wasser gehabt hat, würde für die bewußten Salze der Sättigungsgrad ungefähr bei folgenden Gehalten liegen:

[1]) Usiglio, Analyse de l'eau de la Méditerranée sur les côtes de France. Ann. de Chimie et Phys. (3) 27, 1849, pag. 92—107, 171—191.

				Prozent
$BaSO_4$ . .	zirka	85 *mg*	in 1 Liter =	0·0085
$SrSO_4$ . .	„	1600 *mg*	„ 1 „ =	0·1600
$CaSO_4$ . .	„	7000—8000 *mg*	„ 1 „ =	0·7000
$CaCO_3$ . .	„	< 230 *mg*	„ 1 „ =	0·0228

Aus diesen Zahlen können wir leicht herausrechnen, wie viel Baryum- oder Strontiumsulfat in einem Meerwasser von derselben Zusammensetzung wie jene von Usiglio enthalten sein muß, damit diese zwei Salze früher als Kalziumkarbonat ausscheiden können. Man braucht nur die gefundenen Zahlen auf das doppelte Volumen Wasser beziehen, das heißt also: durch zwei zu dividieren.

Der Gehalt an Kalziumkarbonat (0·0114%) des Seewassers des Versuches Usiglios (bei Cette 5 *km* von der Küste in einer Tiefe von 3000 *m* geschöpft) ist aber noch ein relativ hoher, er sinkt anderswo oft bis auf 0·001 und kann auch ganz fehlen. Deshalb kommt noch der Sättigungsgrad nach Verdunstung von vier Fünftel des Wassers, also bei dem Beginn der Gipsabscheidung, in Betracht. Als das ursprüngliche Volumen von 1000 auf 190 reduziert war, beobachtete Usiglio die letzte Kalziumkarbonat- und die erste Gipsabscheidung. Wir hätten also folgende Sättigungszahlen:

				Prozent
$BaSO_4$ . . .	zirka	140 *mg*	in 1 Liter =	0·014
$SrSO_4$ . . .	„	1800—1900 *mg*	„ 1 „ =	0·190
(Nach dem Versuche Usiglios):				
$CaSO_4 + 2\,aq$	zirka	8800 *mg*	in 1 Liter =	0·880

Baryumsulfat und Strontiumsulfat können also bei der Verdunstung eines Meerwassers mit

3·048% $NaCl$, KCl, $NaBr$, 0·321% $MgCl_2$, 0·135% $CaSO_4$

und 0·0114% $CaCO_3$ nicht vor Kalziumkarbonat ausgeschieden werden, wenn der ursprüngliche Gehalt an $BaSO_4$ nicht größer als zirka 43 *mg* in 1 Liter = 0·0043%, und jener von $SrSO_4$ nicht größer als zirka 800 *mg* = 0·16% ist.

Vor dem Kalziumsulfat + 2 *aq* scheiden sich $BaSO_4$ und $SrSO_4$ erst dann, wenn ihr ursprünglicher Gehalt größer als 28 *mg* = 0·0028%, beziehungweise 360 *mg* in 1 Liter = 0·036% ist.

Wir können aber ruhig sagen, daß diese Baryum- und Strontiumgehalte im Meerwasser von mittlerer Zusammensetzung nicht vorkommen, weil solche noch so hoch sind, daß sie quantitativ bestimmbar wären. Aus der Verdunstung von gewöhnlichem Seewasser dürften also keine selbständigen Baryt- oder Cölestinablagerungen entstehen; beide Salze würden sich erst gleichzeitig mit dem Kalziumkarbonat oder mit dem Gips absetzen.

Es ist noch ein extremer Fall zu berücksichtigen. Die Zusammensetzung des bis jetzt in Frage kommenden Wassers entspricht zwar dem Mittel vieler Analysen des Atlantischen und Pazifischen Ozeans, des Nördlichen und des Weißen Meeres; anderseits zeigen aber viele Analysen des Mittelmeeres, der Ostsee und des Toten Meeres nur

den zehnten Teil des Kalziumsulfats, welches die ersten aufweisen. Es ist deswegen noch der exstreme Fall zu berücksichtigen, daß sich vor Chlornatrium kein Gips ausscheide.

In dem Versuche Usiglios fand eine Chlornatriumausscheidung erst statt, nachdem neun Zehntel des Wassers verdunstet waren. Bei dieser Konzentration wäre die Sättigung erreicht mit:

				Prozent
$Ba SO_4$	zirka	70—100 *mg*	in 1 Liter	= 0·01
$Sr SO_4$	„	2000	„ „ 1 „	= 0·02

$Ca SO_4$ kommt nicht mehr in Betracht, denn wir nehmen an, daß sein Gehalt so klein wäre, daß es selbst bei dieser Konzentration den Sättigungsgrad nicht erreichen könnte.

Beziehen wir die für Baryum- und Strontiumsulfat bestimmten Zahlen auf das ursprüngliche zehnmal so große Volumen Wasser, so finden wir, daß der Gehalt an diesen zwei Salzen größer als 7—10 *mg* in 1 Liter = 0·001%, beziehungsweise 200 *mg* in 1 Liter = 0·02% sein muß, wenn ihre Ausscheidung vor jener des Kochsalzes stattfinden soll. Sollten auch diese rohe Zahlen zu groß ausgefallen sein, so handelt es sich noch immer um eine quantitativ bestimmbare Menge, welche von den hervorragenden Analytikern, welche mit Meeresanalysen beschäftigt waren, nicht übersehen worden sein dürfte, wenn das Meerwasser sie tatsächlich in solchen Quantitäten enthalten hätte.

Daß die gelieferte Beweisprobe viel an Genauigkeit zu wünschen übrig läßt, liegt wohl auf der Hand; eine direkte Lösung der Frage, welche erst durch eine Reihe von Baryum- und Strontiumgewichtsanalytischen Bestimmungen im Meerwasser herbeigeführt werden kann, ist wünschenswert.

Es ist mir jedenfalls aus der Literatur kein Barytvorkommen bekannt, dessen Lagerungsverhältnisse für eine Ausscheidung aus verdunstetem Meerwasser sprechen würden. Dafür können Beispiele angeführt werden, welche beweisen, daß die Baryum- und Strontiumsalze gleichzeitig mit Kalk, Gips und Alkalisalz abgesetzt wurden und in denselben spurenweise vorkommen.

Baryumhältige Kalksteine wurden schon auf pag. 438 erwähnt. Im Gips scheinen Spuren von Baryum und Strontium fast nie zu fehlen, und zwar haben die Versuche von Dieulafait über die Gipsablagerungen von Bex in der Schweiz gezeigt, daß zum Beispiel Strontium in der ganzen Masse diffundiert ist[1]). Doch erwähnt de Launay[2]) ein Cölestinvorkommen in der Umgebung von Girgenti (Favara bei Licata), wo dieses Mineral zwar mit Gips verbunden ist, doch in selbständigen Schnüren und Linsen auftritt, so daß die oben unter gewöhnlichen Verhältnissen als unmöglich aufgefaßte Genesis

[1]) Dieulafait, Recherches géologico-chimiques sur les terrains salifères des Alpes Suisses et en particulier sur celui de Bex. Compt. Rend. Acc. Sc. Paris 1893, Vol. 96, pag. 718—721. — Gisements assoc. et mode probable de formation de la barytine, de la celestine et de l'anhydrite. Paris, Compt. Rend. Acc. Sc. 1883, Vol. 97, pag. 51—53.

[2]) Fuchs und de Launay, Traité des gîtes metallifères, I. Vol., pag. 586.

hier wenigstens weiter diskussionsfähig wäre. Im Carnallit und Kainit von Westeregeln wurden Cölestinkristalle von Naupert und Wense[1]) gefunden[2]).

Für die Annahme einer organischen Ausscheidung von Baryumsalz liegt kein Grund vor. Im Gegenteil sprechen die giftigen Eigenschaften fast aller Baryumverbindungen gegen eine solche Annahme, trotzdem, wie oben erwähnt wurde, Forchhammer Spuren von Baryum in Muschelschalen und Seetangen nachgewiesen hat. Die Baryumsalze sind schon in kleinen Mengen sowohl für tierische als für vegetabilische Organismen giftig.[3]).

Auch eine Zersetzung von Baryumsulfat durch Organismen nach einem ähnlichen Prozeß wie die letzteren das Kalziumsulfat des Meerwassers in Karbonat für ihre Schalenbildung umwandeln, ist, nach dem, was über die Umkehrbarkeit dieser Reaktion gesagt wurde, nicht denkbar; denn während bei dem gebildeten Kalziumkarbonat die umgekehrte Reaktion unmöglich wäre, würde Baryumkarbonat schon in der Kälte rasch wieder zersetzt werden, insofern die organische Substanz der Schale[4]), wenigstens während des Lebens des Tieres, einen genügenden Schutz gegen die Zersetzung nicht darböte.

Der auffallende Gehaltsunterschied von Baryum in kristallinischen und sedimentären Gesteinen, welche doch aus der Zerstörung der ersteren entstanden sind, kann also seine Erklärung nicht in selbständigen marinen Ablagerungen, sondern teils in der Konzentration der Baryumsalze in Gipslagern, teils in dem sehr verbreiteten Vorkommen von Barytknollen und -rosetten in Sandsteinen und tertiärem Meersande, wo Baryt auch direkt als Bindemittel auftritt[5]), finden. In vielen Fällen ist der Kern dieser Konkretionen von Fossilien gebildet[6]). Weinkauf[7]) zählt zum Beispiel nicht weniger als 64 Arten aus den Barytkonkretionen von Kreuznach auf. Offenbar ist hier die Bildung der Barytknollen auf einen Reduktionsprozeß, welcher

[1]) Naupert A. und Wense W., Über einige bemerkenswerte Mineralvorkommnisse in den Salzlagern von Westeregeln. Ber. d. deutsch. chem. Gesellsch., Berlin 1893, Bd. 26, pag. 875.

[2]) Analysen einiger $Sr Cl_2$, $Sr SO_4$ und *Ba*-hältiger Mutterlaugen sind in: Kirchhoff und Bunsen, Chemische Analysen durch Spektralbeobachtungen (Ann. d. Phys. u. Chem. 1861, pag. 358—360) wiedergegeben.

[3]) Suzuki U., In: Bulletin of the College of Agriculture Komaba Tokio Imp. Univ. V. 4, pag. 69—79, Refer. in: Chemisches Zentralblatt 1900, Bd. II, pag. 126. — Vergl. auch: Haselhoff E., Versuche über die schädliche Wirkung von baryumhältigen Abwässern auf Pflanzen. Landwirtsch. Jahrb., Bd. 24, 1895, pag. 962—966. — Das Vorhandensein von Baryum in Abwässern von Steinkohlengruben will er mit dem in den Klüften der Steinkohle eingelagerten Schwerspat erklären.

[4]) Bischof G., Chemische Geologie, Bd. I, pag. 587.

[5]) Siehe die von Delkeskamp beschriebenen Vorkommnisse dieser Art und die darin zitierten zahlreichen Beispiele aus der Literatur (Schwerspatvorkommnisse in der Wetterau usw., Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde, Darmstadt 1900, IV. Folge, Heft 21, pag. 47 und 54).

[6]) Collot, Diffusion du barium et du strontium dans les Terrain sedimentaire épigénics. C. R. 141, 1905, 832—834.

[7]) Die tertiären Ablagerungen im Kreise Kreuznach. Verhandl. d. naturw. Vereines d. preuß. Rheinlande u. Westphalens 1859, pag. 65—77, zit. in Delkeskamp a. a. O.

durch organische Substanz[1]) eingeleitet wurde, zurückzuführen, ähnlich wie Schwefelkieskonkretionen. Delkeskamp zitiert nach Ludwig[2]) eben einen Fall, wo Baryt neben Schwefelkies (Bleiglanz), Braunstein und Brauneisen als Kittmittel von Tertiärgeröllen gefunden wurde. Das für die Bildung dieser Sandsteinknollen notwendige Baryum braucht man nicht ausschließlich von dem im Meerwasser gelösten Sulfat ableiten; es ist eher zu denken, daß die faulenden Organismen ihre Reduktionswirkung direkt auf baryumhältigen Schlamm (siehe auf pag. 444 die Nilabsatzanalysen) ausüben. Das Endprodukt ist aber kein Schwefelbaryum, sondern Schwerspat (vergl. die Reaktionen auf pag. 429).

Die für das Meerwasser angewendeten Kriterien sind auch für Salzseen gültig. Nur sind wir diesmal an keine bestimmte Zusammensetzung des Salzwassers gebunden, so daß lediglich vom theoretischen Standpunkte die Möglichkeit von Schwerspatabsätzen erkannt werden muß. Die Bedingungen für diese Möglichkeit sind annähernd von obigen chemisch-physikalischen Betrachtungen abzuleiten.

In den mir zugänglichen Salzseeanalysen ist indessen nie von einem Baryumgehalt die Rede, so daß wohl anzunehmen ist, daß die Analytiker nur Spuren dieses Elements eventuell vernachlässigt hätten.

Im Meerwasser von normaler Zusammensetzung kann das Baryum nur als Sulfat angenommen werden. Anders ist es aber bei Salzseen. Wie es Quellen und Flüsse gibt, welche sehr arm oder sogar frei von Sulfaten sind, so sind, wenn auch ebenfalls in beschränkter Zahl, Salzseen ohne schwefelsaure Salze bekannt. Es sind dies zum Beispiel einige Salzseen der Krim und der kaspischen Niederung nach den von Roth[3]) zitierten Analysen. In solchen Seen kann Baryum als Chlorid oder Karbonat gelöst bleiben, beziehungsweise ausgeschieden werden. Das Karbonat ist aber unter bestimmten Bedingungen in Alkalichloridlösungen unbeständig (vergl. pag. 427), wovon später noch die Rede sein wird.

Aus dem Gesagten soll nun der Schluß gezogen werden, daß man für die Erklärung der Bildung von Barytlagern sedimentären Ursprungs wohl in den meisten Fällen gezwungen sein wird, unterseeische Baryumquellen heranzuziehen.

Deszensions- und Lateralsekretionstheorie.

Vom chemisch-geologischen Standpunkte darf man sie wohl gemeinsam besprechen, denn sie hängen beide mit der Frage der Zir-

[1]) Die Reduktionswirkung von organischen Substanzen darf aber nicht verallgemeinert werden. — Frechmann Ch. O. (Barytes from Addiewell West Colder in Midlothian. Miner. Mag., Vol. VII, Nr. 33, pag. 49—56, 1886) fand in einer und derselben Höhlung im Sandstein neben Schwerspat noch Kalkspat, Eisenkies, Salzwasser, Petroleum und Ozokerit. Leider wurde allerdings das Salzwasser nicht analysiert.

[2]) Ludwig, Blatt Friedberg, pag. 35 ff, zit. in Delkeskamp a. a. O., pag. 49.

[3]) Chem. Geol., I. Bd., pag. 468 u. ff. Vgl. auch: Ochsenius Karl, Bedeutung des orographischen Elements „Barre“ in Hinsicht auf Bildung und Veränderungen von Lagerstätten und Gesteinen. Zeitschrift für praktische Geologie, Berlin 1893, pag. 194 u. 195.

kulation des Schwerspates zusammen. Diese Theorien wurden auch in neuerer Zeit eben für die Erklärung von Schwerspatvorkommnissen von Krusch[1]) und Delkeskamp[2]) angewendet. Diese Autoren gehen von dem häufigen Vorkommen von baryumhältigen Quellen aus, von denen der letztgenannte ein Verzeichnis von 235 zusammenstellte.

Diese Erscheinung soll auch der Ausgangspunkt für unsere Betrachtungen sein. Das Vorkommen von Baryum in Thermalwässern wurde schon oben möglichst eingehend besprochen; die dort beschriebenen chemischen Prozesse haben zur Genüge die Anwendbarkeit der Thermaltheorie, welche die Erze und ihre begleitenden Mineralien aus den profunden Regionen der Erdkruste herkommen läßt, für die Erklärung der Baryumvorkommnisse illustriert.

Da wir aber unmöglich sämtliche Baryumquellen, welche eine niedrige Temperatur besitzen, als erkaltete Thermalwässer ansehen können, so muß noch die weitere Frage der Herkunft des Baryums in jenen kalten Quellen, deren Wasser nur aus der Erdoberfläche herrühren kann, erörtert werden.

Die baryumhältigen Quellen lassen sich vom chemischen Standpunkte in zwei Hauptgruppen einteilen: die sulfathältigen und die sulfatfreien. Die ersten weisen nur ausnahmsweise einen Baryumgehalt von mehr als 0·001 *g* in 1 Liter (= 0·0001%) auf. In den sulfatfreien, in der Regel dann nur Chloride enthaltenden Quellen steigt der Gehalt an Baryum bis auf 1 *g* pro Liter (= 0·1%) und mehr. Daß die Löslichkeit der verschiedenen Baryumsalze dabei die erste Rolle spielt, liegt wohl auf der Hand.

Es war aber eben der Mangel an genügenden Daten über die Löslichkeit des Schwerspates, welcher den älteren Autoren die größte Schwierigkeit bereitete, indem sie das Baryumsulfat für eines der schwerlöslichsten Salze halten mußten. Diese Schwierigkeit ist nun überwunden, denn wir haben in dem physikalischen Kapitel gesehen, daß der Schwerspat zwar in reinem Wasser außerordentlich schwer löslich ist, daß aber schon in sehr verdünnten Salzlösungen ihm eine Löslichkeit zuteil wird, welche jener des Kalziumkarbonats gleich steht. Berücksichtigt man ferner, daß die Löslichkeit des Baryumsulfats mit zunehmender Temperatur rasch wächst, während jene des Kalziumkarbonats anfangs sehr träge steigt und bei hoher Temperatur aber schnell abnimmt und in Alkalichloridlösungen nicht größer ist als in reinem Wasser, so wird es nunmehr klar sein, daß man mit Unrecht die Transportfähigkeit des Schwerspates nicht anerkannt und damit eine unnötige Schwierigkeit kreiert hat. Es steht also fest, daß Schwerspat im Quellenwasser von bestimmter Zusammensetzung relativ leicht löslich ist; ein Gehalt an Chloriden, $Fe\,Cl_3$, $Al\,Cl_3$,

[1]) Krusch P., Die Zusammensetzung der westfälischen Spaltenwässer und ihre Beziehungen zur rezenten Schwerspatbildung. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Berl. 1904, Bd. 56, pag. 36, der Monatsberichte.

[2]) Delkeskamp R., Die weite Verbreitung des Baryums in Gesteinen und Mineralquellen und die sich daraus ergebenden Beweismittel für die Anwendbarkeit der Lateralsekretions- und Thermaltheorie auf die Genesis der Schwerspatgänge. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1902, pag. 117—126.

$Mg\,Cl_2$, $Na\,Cl$, von 1 g pro Liter (wie viele Quellen aufweisen) und auch weniger genügt, um die Löslichkeit des Baryumsulfats derjenigen des Kalziumbikarbonats gleichzustellen. So enthält zum Beispiel die Hambacher Quelle nicht weniger als 25 *mg* Baryumsulfat in Lösung[1]).

Auf die unter Umständen leichte Löslichkeit des Baryts deutet ferner das häufige Vorkommen von Pseudomorphosen; bezeichnend ist in dieser Beziehung der Umstand, daß es sich, bei den meisten unter den bekannten Pseudomorphosen, um Eisenmineralien handelt.

Aus dem Gesagten kann man nun schließen, daß die Herkunft des Baryumsulfats der Quellen nicht bloß auf chemische Prozesse, wie die Zersetzung von Silikaten, Karbiden, Sulfiden usw., welche bei den Thermen besprochen wurden, zurückzuführen ist, sondern auch auf direkte Lösung von Schwerspat.

Es läßt sich also auch in der einfachsten Weise das Vorkommen von kalten baryumhältigen Quellen erklären. Besonders ins Gewicht fallen hier als Auslaugungsmaterial die barythältigen Sandsteine, welche, wie oben erwähnt wurde, aus vielen Gegenden entweder als barytknollenführende oder als mit Schwerspat zementierte bekannt sind. Neben diesen sind baryumhältige Kalksteine und Mergel zu berücksichtigen.

Die Zirkulation des Schwerspates selbst ist aber nicht allein von seiner relativ leichten Löslichkeit in chloridhältigen Quellen abhängig; die Wegführung und Wiederabsetzung von Schwerspat kann auch von chemischen Prozessen auf das kräftigste unterstützt werden. Von diesen ist der doppelten Umsetzung von Alkalikarbonaten und Baryumsulfat, welche auf pag. 422 besprochen wurde, vom chemischen Standpunkte aus, die größte Bedeutung zuzumessen.

$$K_2\,SO_4 + Ba\,CO_3 \rightleftarrows K_2\,CO_3 + Ba\,SO_4$$

$$328{\cdot}8\ Cal\quad 283{\cdot}4\ Cal\qquad\qquad 272{\cdot}6\ Cal\quad 338{\cdot}1\ Cal.$$

Bringen wir die Wärmetönung in der Reaktionsgleichung zum Ausdruck, so haben wir:

$$K_2\,CO_3 + Ba\,SO_4 = K_2\,SO_4 + Ba\,CO_3 + 9{\cdot}8\ Cal.$$

Es liegt also eine endothermische Reaktion vor, welche nur unter Wärmezufuhr eintreten kann. Aus dem experimentellen Versuche von Rose kennen wir die Temperaturgrenze, bei welcher eine Wärmebindung in der obigen Reaktion stattfindet: die Alkalikarbonate wirken auf Baryumsulfat erst bei einer Temperatur von 25—30°. Stellen wir uns den Fall von zirkulierenden, alkalikarbonathältigen Wässern vor, welche bei einer Temperatur oberhalb 25° mit barytführenden Sand-, Kalksteinen u. a. m. oder gar mit einem Barytgang oder -lager in Berührung kommen. Den thermochemischen und Massenwirkungsgesetzen gehorchend, wird ein solches Wasser das Baryumsulfat in Baryumkarbonat umwandeln und das letztere in Lösung mitführen, denn in dem gegebenen Falle ist das Alkalikarbonat, welches, wenn auch in verdünnter Lösung, doch kontinuierlich das feste, schwer-

[1]) Delkeskamp R., Schwerspatvorkommnisse in der Wetterau, a. a. O.

lösliche Baryumsulfat durchspült, bei dem chemischen Vorgang wohl in Überschuß anzunehmen. Das baryumkarbonathältige Wasser wird, wenn keine Mischung mit anderen chemisch verschiedenen Wässern stattfindet, unverändert weiter fließen, so lange die Temperatur oberhalb der bewußten Grenze bleibt. Findet aber eine Abkühlung unter derselben statt, so wird sich die Reaktion umkehren nach der Gleichung:

$$Ba\,CO_3 + K_2\,SO_4 = Ba\,SO_4 + K_2\,CO_3 - 9{\cdot}8\ Cal$$

und das Wasser wird sich mit dem schwerlöslichen Baryumsulfat sättigen, indem der Überfluß abgesetzt wird. Das $Ba\,SO_4$ der gesättigten oder ungesättigten wässerigen Lösung kann sowohl durch Verdunstung als durch Änderung der chemischen Zusammensetzung des Lösungsmittel weiter abgesetzt werden. Tritt eine Umwandlung der Chloride ($Mg\,Cl_2$, $Fe\,Cl_3$, $Na\,Cl$ usw., siehe auf pag. 408), welche die Leichtlöslichkeit des Baryumsulfats bedingen, ein, so kann das eine Fällung von $Ba\,SO_4$ zur Folge haben, wie schon Lemberg angedeutet hat[1]; nicht aber durch Verdünnung, denn die Löslichkeitskurve, zum Beispiel in Chloridlösungen mit zunehmender Konzentration (wie aus dem Diagramm auf pag. 408 ersichtlich ist), zu wenig rasch steigt. Enthält das ursprüngliche Wasser Kohlensäure, so ist ferner zu berücksichtigen, daß Baryumkarbonat zwar in reinem Wasser um eine Kleinigkeit schwerer löslich als kohlensaurer Kalk, dafür aber bedeutend leichter löslich in Gegenwart von freier CO_2 als der letztere ist(vergl. pag. 403 und 412). Somit ist die Bedingung von einer Baryumkarbonatabsetzung wegen Zersetzbarkeit des Bikarbonats noch günstiger als bei kohlensaurem Kalk und es liegt sogar die Möglichkeit einer Konzentration des Baryums in solchen Wässern, welche in baryumhältigen Kalksteinen zirkulieren, vor.

Die Anwendbarkeit der beschriebenen umkehrbaren Reaktion in der Frage der Zirkulation des Schwerspates geht aus der Leichtigkeit, mit welcher Thermalwässer und noch häufiger Tageswässer den gegebenen Temperaturbedingungen entsprechen können, hervor.

Etwas schwieriger ist die Erklärung des Vorkommens von Chlorbaryum in Quellen, denn wegen der Leichtigkeit, mit welcher das Baryumchlorid von löslichen Sulfaten zersetzt wird, ist seine Existenz nur in sulfatfreien Quellen möglich.

Der Leichtlöslichkeit von $Ba\,Cl_2$ entsprechend, steht der Gehalt dieses Salzes in Quellen jenem des Baryumsulfats weit zurück. Die reichsten Baryumquellen dürften wohl, unter den bekannten, jene von Tarentum am Alleghani[2] mit 1·1196% *Ba* und die Newcastle-Upon-Tine[3] mit 1·2289% *Ba* (= 1·372% $Ba\,Cl_2$), entsprechend 13·7 *g* in 1 Liter, sein. Es ist der Mühe wert, die Leistungsfähigkeit einer solchen Quelle zu veranschaulichen. Für jeden Se-

[1] Lemberg J., Über Silikatumwandlungen. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Berlin 1876, Bd. XXVIII, pag. 534 und 535.

[2] Bischoff, Chem. Geol., II. Bd., pag. 225, II. Aufl.; II. Bd., pag. 1699, I. Aufl.

[3] Clowes Fr., Proc. Soc. roy. London 1899, pag. 374, und Dr. Bedson Ph., The Composition of certain colliery waters. The Journal Soc. Chem. Industry, Vol. 6, pag. 712—714. 1887.

kundenliter transportiert die Newcastle-Upon-Tine-Quelle in vierundzwanzig Stunden über eine Tonne Chlorbaryum, und zwar genauer 1183 *kg* $BaCl_2$, welche 2090 *kg* $BaSO_4$ entsprechen. Unter günstigen Umständen könnte also eine solche Quelle in einem einzigen Jahre mehr als 700 Tonnen Schwerspat absetzen und in zirka 20 Jahren eine Spalte von 100 *m* Länge, 1 *m* mittlerer Breite und 30 *m* Tiefe, welche einem Gesamtvolumen von etwa 3000 m^3 entspricht, ausfüllen; alles nur pro Sekundenliter berechnet. Alle günstigen Bedingungen scheinen in der Lautentaler Solquelle[1]) im Harz erfüllt zu werden. Dort kommt eine Quelle, welche nur Chloride enthält, und zwar pro Liter:

	Gramm
Chlorbaryum	0·318
Chlorstrontium	0·899
Chlorkalzium	10·120
Chlormagnesium	4·360
Chlornatrium	68·168
Chlorkalium	0·458

mit Grubenwässern, welche $MgSO_4$, $ZnSO_4$, $MgCl_2$, $CaCl_2$, $NaCl_2$ gelöst führen, in Berührung. Im Mittel enthalten die sieben verschiedenen Wasserzuflüsse, welche analysiert wurden, 0·6 *g* gebundenes Schwefelsäureanhydrid. Die Bildung von Schwerspat konnte hier schrittweise auf Grund von zahreichen Analysen verfolgt werden. Das Quantum $BaSO_4$, welches sich in einer Periode von drei bis fünf Jahren bloß in den Pumpröhren als 2 *cm* dicke Kruste absetzt, beträgt über 2000 *kg*. Geht man von einem durchschnittlich fließenden Solquantum von 40 Litern pro Minute aus, so ergibt sich, daß die Sole 6·5 Tonnen Chlorbaryum, entsprechend 7·3 Tonnen Schwerspat und 17·8 Tonnen Chlorstrontium oder 20·7 Tonnen Cölestin, in einem Jahre transportiert.

Darum erscheint die Frage der Herkunft des Chlorbaryums in Quellen von großem Interesse. Handelt es sich um Thermen, welche ihre Mineralisation aus den prcfunden Regionen der Erdkruste ableiten, so wurde schon die Bildung von Chlorbaryum in dem betreffenden Abschnitt erklärt. Es kann nämlich entweder Salzsäure (welche zum Beispiel aus der Entgasung eines Magmas herrühren kann) direkt in die Quelle kommen oder sind es Alkalichloride, welche Baryumsilikate zersetzen. Besonders im letzteren Falle sollen sich aber lediglich sehr verdünnte Baryumchloridlösungen bilden. Wie es auch sei, dürften solche Prozesse in der Bildung von reichen kalten Baryumsolen beschränkte Anwendung finden. Es ist hier eher an Auslaugungen von salzhältigen Schichten, wenn nicht direkt von Salzlagern, zu denken.

Wir können unsere Betrachtungen an jene über die Sedimentationstheorie anknüpfen. Es war dort die Rede, daß aus dem Meereswasser mittlerer Zusammensetzung das Baryumsulfat, weil es in minimalen Spuren darin vorkommt, den physikalischen Gesetzen nach, nicht selbständig (bei der Verdunstung des Wassers) ausgeschieden

[1]) Lattermann Georg, Die Lautentaler Solquelle und ihre Absätze. Jahrbuch der k. preuß. geol. Landesanstalt, Berlin 1888, pag. 259—283.

werden kann, sondern sich gleichzeitig entweder mit Gips oder gar erst mit Kochsalz absetzen wird. Stellen wir uns nun die Aufgabe, die chemischen Prozesse, welche sich zwischen Erdalkalisulfat und Kochsalz mit seinen Begleitsalzen abspielen können, zu studieren. In dem Kochsalz sind oft, mitunter in großer Menge, Kohlensäure und Schwefelwasserstoffgase nachgewiesen worden (zum Beispiel in Wieliczka). Die Anwesenheit von H_2S deutet wohl auf Reduktionsprozesse, hervorgerufen von organischen Substanzen auf Kosten der Erdalkalisulfate. In der Karabugas-Bucht[1]) finden zum Beispiel besonders im Frühjahr nach H. Maksimowitsch ganze Herden von Häringen und anderen Fischen, ja sogar jungen Seehunden, in dem zu stark salzigen Wasser (22—23° Beaumé an der Oberfläche) und infolge der Schwefelwasserstoffemanationen den Tod. Unter solchen Umständen kann sich der Reduktionsprozeß sogar im großen Maßstab vollziehen. Die Reduktion führt nun die Erdalkalisulfate in Sulfide, beziehungsweise in Sulfhydrate über. Eine Umsetzung zwischen Bariumsulfid und einer konzentrierten Kochsalzlösung findet nach Withe[2]) statt. Bekannt ist die Zersetzung der Erdalkalisulfite durch Wasser, Kohlensäure und Alkalikarbonate. Wasser, zumal in Überschuß, zersetzt das Sulfid in Sulfhydrat und Hydrat; Kohlensäure führt es in Karbonat über, ebenso Alkalikarbonate, besonders wenn die wässerige Lösung verdünnt ist. Zwischen Erdalkalikarbonaten und Alkalichloriden findet nun eine Wechselwirkung statt, welche in dem uns beschäftigenden Falle zur Bildung von Baryumchlorid führen kann.

Ist in dem Kochsalz freie Kohlensäure vorhanden, so kann dieselbe auf Alkalichloride bei sonst günstigen physikalischen Bedingungen[3]) einwirken, unter Bildung von Alkalikarbonaten. Wird in dieser Weise Alkalikarbonat oder Alkalibikarbonat gebildet oder waren sie schon im Kochsalz, so kann Baryumsulfat bei den bekannten Verhältnissen direkt in Baryumkarbonat überführt werden und das letztere seinerseits mit Alkalichloriden reagieren. Die Schlußreaktion kann, günstige physikalische Bedingungen vorausgesetzt, auch in diesem Fall zur Bildung von Baryumchlorid führen. Daß diese Prozesse sowohl bei der Bildung der Sole als auch später sich abspielen können, liegt

[1]) Arbeiten der Karabugas-Expedition. Chemie des Kaspischen Meeres (russisch). Mem. hydrolog. St. Petersburg. Livr. XXII, pag. 256—307, 1903. Ausgabe des Ackerbaudepartements. Siehe Referat in Zeitschr. f. prakt. Geol. — Fürer, Salzbergbau und Salinenkunde.

[2]) Withe J., The occurence of barium compounds in Artesian well Water. In Analyst, Vol. 24, pag. 67—71. Jahresber. f. 1899, pag. 633—34.

[3]) Kohlensäure ist in *Na Cl*-hältigem Wasser leichter löslich als in reinem Wasser; das Natriumchlorid wird von CO_2 zersetzt mit Bildung von *HCl*. (Müller H., Ber. der deutsch. chem. Ges. 1870, pag. 40.) Die Umsetzung findet unter Druck noch leichter statt. (Schulz H., Die Zerlegung der Chloride durch Kohlensäure. Pflügers Archiv 1882, Bd. 27, pag. 454—484.) Eine gleiche Wirkung auf Natriumchlorid haben Alkalibikarbonate, ferner Karbonate von Mg, NH_3 und *Ca*. (Schlösing et Roland, Memoire sur la fabrication du carbonate de soude. Ann. de Chim. et Phys. [4], 1868.) Über die ähnliche Umsetzung von Erdalkalichloriden vergleiche pag. 427. Auch in Gegenwart von Kalziumsulfat kann aus *Na Cl* ein Karbonat entstehen. (Anthon E. F., Chem. Zentralblatt, 1864, pag. 959; Bull. Soc. Chim., Paris 1864 [2], I., pag. 347.) Über die Temperaturverhältnisse der Steinsalzlager vergleiche Doelter C., Petrogenesis. Braunschweig, 1906, pag. 245.

es wohl auf der Hand. Man braucht also nicht Baryumsalze und Alkaliverbindungen in einem und demselben Lager schon ursprünglich anzunehmen, sondern kann die Sole erst in ihrem unterirdischen Verlauf Kohlensäure und Baryumsulfat aufnehmen. Der letztere Fall dürfte bei geologischen Prozessen sogar wichtiger sein, denn Barytsalze sollten sich nur ausnahmsweise anders als in Spuren in Salzablagerungen finden. Doch muß auf den Umstand aufmerksam gemacht werden, daß die Auflösung einer salzigen Schicht unter gegebenen Temperaturverhältnissen zu einer Anreicherung der Baryumsalze führen kann. Diese beruht auf der verschiedenen Löslichkeit des Baryumchlorids und des Chlornatriums. Beide sind gleich löslich bei zirka 25°, mit zunehmender Temperatur steigt aber die Löslichkeit des $Ba\,Cl_2$ viel rascher als jene des Kochsalzes (wie aus dem Diagramm auf pag. 400 ersichtlich ist), während unter 25° Natriumchlorid löslicher als Baryumchlorid ist. Findet die Auslaugung bei Temperaturen, welche oberhalb oder unterhalb 25° liegen, statt, so ist eine Anreicherung möglich. Im ersten Falle wird nämlich die Sole ein Salzgemisch enthalten, in welchem die relative Menge von $Na\,Cl$ und $Ba\,Cl_2$ im Vergleich mit jener des Salzlagers, beziehungsweise der salzigen Schichten zugunsten des Baryumchlorids geändert wurde, im zweiten Falle wird die progressive Auslaugung einen an $Ba\,Cl_2$ immer reicheren Rest zurücklassen, der etwas später in Lösung geht und zu einer temporär reichen Baryumquelle Ursprung gibt. Man kann schließlich auch den Fall einer Mischung von Baryumkarbonat- und Alkalichloridlösungen berücksichtigen. Ein $Ba\,CO_3$-hältiges Wasser ist aus einem artesischen Brunnen in Derbyshire bekannt[1]); es enthält 1·77 $Ba\,CO_3$ auf 100.000 Teile.

Nicht alle Salzlager und salzigen Schichten sind aber aus dem Meere entstanden, sondern auch aus Salzseen, Salzsümpfen und Salzlachen; diese können auch sulfatfrei sein, ebenso wie in vielen Solen die Sulfate vollständig fehlen. Eine interessante Rolle dürfte übrigens in dieser Beziehung auch die in den argentinischen Pampas, in der Umgebung des Aralsees und in den großen Depressionen des nordamerikanischen Westens beobachtete Trennung von Sulfaten und Chloriden in den Salzlachen und an den Rändern der Depressionen spielen[2]). Es ist also auch die Möglichkeit von einer einfachen Auslaugung des Chlorbaryums aus sulfatfreien Salzlagern vorhanden.

[1]) Withe J., Analyst 24, pag. 67--71. In größerer Tiefe wechselte die Zusammensetzung des Wassers, welches bis 40·70 Teile Baryumchlorid in 100.000 Teilen Wasser enthielt. White nimmt eine Reduktion des Sulfats durch Kohle und eine Umwandlung des entstandenen Sulfids durch konzentrierte Kochsalzlösung in Chlorid vor. Die Reduktion mit Kohle erfordert aber eine sehr hohe Temperatur; viel einfacher, sowohl vom chemischen als auch vom geologischen Standpunkt, erscheint mir unter den von Withe beschriebenen Verhältnissen eine direkte Umwandlung des Baryumkarbonats in Chlorid eben durch Alkalichloride. Über die Reduktion von Baryumsulfat vergl. pag. 423; die Mitwirkung von Kohle ist nicht notwendig.

[2]) Ochsenius C., Barrenwirkungen. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1893, pag. 194—195. — Fürer F. A., Salzbergbau und Salinenkunde. Braunschweig 1900, pag. 19. — Groth P. fand natürlichen Barytsalpeter in einer älteren chilenischen Mineraliensammlung (in Zeitschr. f. Kristallogr., Bd. VI, pag. 195).

Soviel über den Ursprung baryumhältiger Solen. Was ferner die Bildung von $Ba\,SO_4$ betrifft, so wurde schon die chemische Wirkung der Sulfaten auf eine Baryumchloridquelle bei der Thermaltheorie (pag. 83) und in dem chemischen Abschnitt besprochen; es soll aber hier noch an eine Reaktion erinnert werden, welche vom geologischen Standpunkt nicht wenig wichtiger sein sollte, indem sie über das so oft beobachtete Zusammenvorkommen von Quarz und Baryt weiteren Aufschluß geben kann. Chlorbaryum wird nämlich von einer überschüssigen Menge kieselsauren Natrons in Baryumsilikat umgewandelt. Die gleichzeitige Absetzung von Quarz und Schwerspat setzt also nicht unbedingt einen ursprünglichen Baryumsilikatgehalt in der betreffenden Quelle, wie auf pag. 441 bei der Besprechung der Thermaltheorie angenommen wurde, voraus, sondern es genügt auch die Mischung einer Baryumsolquelle mit einer Kieselquelle, welche vorzugsweise eine Therme sein könnte. Enthält die Kieselquelle viel Alkalisilikat oder überwiegt sie sonst an Ergiebigkeit die Solquelle, so wird sich Baryumsilikat bilden, das aber entweder sofort oder später zersetzt werden kann (vergl. pag. 431) und als Schlußprodukte Quarz und Baryt geben.

Zusammenfassend sind also vom chemisch-physikalischen Standpunkte beide Theorien sowohl die Lateralsekretion als die Deszension annehmbar; es fehlt sogar, wie soeben auseinandergesetzt wurde, nicht an Übergängen zur Thermaltheorie. Besonders zu betonen ist, daß die Schwerlöslichkeit des Baryumsulfats diesbezüglich nicht als Schwierigkeit betrachtet werden soll, denn es fehlt weder an Lösungsmitteln noch an chemischen Reaktionen, welche Baryt in leichtlösliche Verbindungen überführen können. Besonders die Deszensionstheorie kann sich auf ein gutes Material von direkten Beobachtungen stützen, von welchen jene von Lattemar und Clowes besonders hervorzuheben sind.

Auch in bezug auf metasomatische Erscheinungen[1]) dürfte das, was über die Löslichkeit und Transportfähigkeit des Baryts gesagt wurde, maßgebend sein.

c) Überblick.

Es soll nun am Schluß dieses chemisch-geologischen Studiums der Versuch gemacht werden, die Entstehungsbedingungen des Schwerspates zu überblicken. Zu diesem Zwecke sollen die gewonnenen Resultate derartig gruppiert werden, daß die zwei maßgebenden Faktoren, Auflösungs- und Absetzungsprozeß, zum Ausdruck kommen. Wir werden also betrachten *A*) die Lösungsmittel, *B*) die Herkunft des Baryums, *C*) die Absetzung von Schwerspat.

[1]) Eine metasomatische Entstehungsweise wurde neuerdings für die Schwerspatgänge des Oberharzes in Anspruch genommen. Vergl. Everding H., Die Schwerspatvorkommen am Rösteberge und ihre Beziehung zum Spaltennetz der Oberharzer Erzgänge. Zeitschr. für prakt. Geol., Berlin 1903, pag. 89—106.

A. Lösungsmittel.

Als Lösungsmittel kommen in Betracht: 1. Wasser, 2. Salzlösungen (wässerige), 3. Säurelösungen (wässerige). Diese Lösungsmittel können entweder direkt wirken oder indirekt, das heißt erst nach erfolgter chemischer Umwandlung des Salzes in eine neue Verbindung, welche sowohl leichtlöslicher oder auch schwerlöslicher als die ursprüngliche sein darf.

1. Wasser. *a*) Die Reihenfolge der wichtigsten Baryumsalze, welche direkt, das ist ohne Zersetzung in Wasser, löslich sind, ist folgende: Sulfat, Karbonat, Silikat, Fluorid, Chlorid.

b) Eine ganze Reihe von Baryumverbindungen wird von Wasser zersetzt unter Bildung einer leichtlöslichen Verbindung. Es sind diese das Hydrür, Karbid, Nitrid, Argonid, Silizid, Borid, Phosphid, Arsenid, Sulfid, Borat, Sulfosilikat.

2. Salzlösungen. Es werden nur jene, welche als Lösungsmittel für schwerlösliche Salze in Betracht kommen, berücksichtigt.

a) Wahrscheinlich ohne Zersetzung wird das Sulfat in folgenden Salzlösungen, welche progressiv geordnet sind, gelöst: Magnesiumchlorid-, Natriumchlorid-, Ammoniumchlorid-, Eisenchlorid-, Aluminiumchloridlösung.

b) In eine leichtlöslichere Verbindung wird das Sulfat von Alkalikarbonatlösungen, das Karbonat von Chlorkalziumlösung, das Bikarbonat und das Silikat von Alkalichlorid, das Kieselfluorbaryum, das Plumbat und das Ferrat von Alkalikarbonatlösungen umsetzt.

3. Säurelösungen. Kohlensäurelösung. Direkt als Bikarbonat geht das Karbonat in Lösung; erst nach erfolgter Zersetzung entweder als Karbonat oder als Bikarbonat werden Plumbat, Ferrat, Borat, Silikat gelöst. Andere Säurelösungen kommen höchstens für das Sulfat in Betracht und dürften im allgemeinen nur eine sehr beschränkte Anwendung finden.

B. Die Herkunft des Baryums.

Als Quellen für Baryumverbindungen sind, abgesehen von der Barysphäre, 1. das Magma, 2. die feste Erdkruste, und 3. die Hydrosphäre zu betrachten.

1. Das Magma. In dem Magma sind Verbindungen wie Baryumhydrür, Karbid, Silizid, Nitrid, Borid und vielleicht auch das Phosphid, Sulfid und Arsenid existenzfähig.

2. Die feste Erdkruste. *a*) Kristallinische Gesteine. Neben den soeben aufgezählten Verbindungen nimmt eine Hauptstelle das Silikat (wohl Polysilikate verschiedener Zusammensetzung) und unter bestimmten Verhältnissen das Sulfosilikat ein.

b) Kalksteine, Mergel, Quarzsandsteine. Im Kalkstein kommt Baryum hauptsächlich als Karbonat, im Sandstein als Sulfat neben Karbonat vor; in Mergeln und Tonen auch als Silikat; im Flußschlamm (Nil) auch als Karbonat.

c) Gipslager, Salzlager (und salzige Tone). Es sind mehrere Verbindungen nebeneinander möglich: neben dem Sulfat, welches zumal in Gips seine bevorzugte Stelle behält, sind noch das Sulfid, Chlorid,

Karbonat und das Bikarbonat existenzfähig. In Nitratlagern kommt in erster Linie das Nitrat in Betracht.

d) Baryumlagerstätte. Schwerspat, Witherit, Barytokalzit, Harmotom.

3. Die Hydrosphäre. Sehen wir von den Quellen, welche die verschiedensten Verbindungen enthalten können, ab, so ist das Sulfat die vorherrschende und im Meer die ausschließliche Verbindung; ausnahmsweise können in Flüssen, Salzseen und Salzlacken das Karbonat und das Chlorid existieren.

Von primärem Ursprung ist das Baryum des Magmas und der Eruptivgesteine nur insofern Aufschmelzungsvorgänge nicht eingreifen.

C. Die Zirkulation des Baryums.

Eine Zirkulation kann stattfinden: 1. durch Diffusion im gasförmigen Zustande (Sublimation), 2. im flüssigen (geschmolzenen) Zustande durch Injektion, 3. durch Diffusion im festen Zustande, 4. durch Auflösung im Wasser, in Salz- und Säurelösungen.

Die Zirkulationsprozesse ad 1—3 dürften wohl entweder keine nennenswerte oder jedenfalls eine sehr beschränkte Anwendung bei der Bildung von Baryumlagerstätten finden.

1. Diffusion. Eine Diffusion im gasförmigen Zustande der bei sehr hohen Temperaturen beständigen Baryumverbindungen ist sowohl aus dem flüssigen wie aus dem festwerdenden Magma möglich. Bei Senkungen von Erdkrustschollen und bei vulkanischen Erscheinungen sind die Bedingungen einer Sublimation auch aus festen und flüssigwerdenden Gesteinen denkbar. Die Anwesenheit von leichtflüchtigen Salzen dürfte die Sublimation fördern[1]).

2. Injektion. Wegen seines niederen Schmelzpunktes und seiner Beständigkeit käme hier eventuell das Karbonat (Schmelzpunkt 795°, Zersetzungspunkt 1400°) in Betracht.

3. Diffusion im festen Zustande. Die Umwandlung von Witherit in Schwerspat unter hohem Druck und in Anwesenheit von festen Sulfaten sollte hier eventuell berücksichtigt werden, wenn Tiefen- oder Lokalverhältnisse die Mitwirkung von Wasser ausschließen oder beschränken sollten.

4. Wässerige Lösungen. *a*) Im juvenilen *b*) im vadosen Wasser und in deren Salzlösungen.

a) Juveniles Wasser und dessen Salz-, Säure- und Gaslösungen[2]) können entstehen: 1. bei Festwerden und Abkühlung des Magmas (Abkühlung der Erde, Intrusionen, Eruptionen), 2. bei der Wiederaufwärmung von Eruptivmassen durch Schollensenkung, Intrusionen, Eruptionen, 3. bei der Diffusion von Gasen durch die Erdkruste.

b) Vadoses Wasser. Daß zwischen beiden mitunter sehr enge Beziehungen existieren und alle möglichen Mischungen stattfinden können, liegt wohl auf der Hand.

Juveniles Wasser nimmt aus seiner Ursprungsstelle hauptsächlich Salze, welche als primär bezeichnet werden konnen, insoferne sie aus

[1]) Nach Traube, Zentralblatt f. Min. 1901, pag. 682.

[2]) Stickstoff, Argon, Néon, Helium, CO, CH_4, C_2H_2, H_2S, H u. a. (nach Ramsay, Gautier, Moreau, Desgrez u. a.).

dem Magma oder aus den Eruptivgesteine entstammen und löst in demselben Sinne in der Regel gleichzeitig reichlich Säure und Gase; Vadoses Wasser löst sekundäre Salze aus der Sedimenten und primäre aus Eruptivgesteine, aber diesmal in den meisten Fällen ohne nennenswerte Säure- und Gasaufnahme.

5. Mechanischer Transport, zum Beispiel von baryumhältigem Flußschlamm (Nil).

D. Absetzung von Baryumsulfat.

Eine Absetzung von $BaSO_4$ kann stattfinden *a*) durch direkte chemische Fällung, *b*) Temperatur-, *c*) Druckschwankungen, *d*) Änderung der Lösungsgenossen, *e*) Abdunstung, *f*) mechanische Absetzung.

a) Chemische Fällung. Vergleiche auf pag. 453 die betreffenden Reaktionen. Außerdem ist eine indirekte Fällung zu berücksichtigen, nämlich das Mitreißen von Baryumsalzen durch andere Niederschläge.

b) Temperaturschwankungen. Das Maximum der Empfindlichkeit von gesättigten Salzlösungen gegenüber Temperaturschwankungen liegt oft innerhalb bestimmter Grenzen, welche für verschiedene Salze manchmal beträchtlich differieren. Bei den für uns wichtigsten Salzlösungen liegt das Maximum der Empfindlichkeit gegenüber Temperaturschwankungen für:

BaO-Lösungen bei	60°—(100°?)
SrO „ „	75°—(100°?)
CaO „ „	(fast indifferent)
$BaSO_4$ „ „	20°—(100°?)
$SrSO_4$ „ „	9°—35°
$CaSO_4$ „ „	90°—160°
$BaCl_2$ „ „	(fast indifferent bis 200°)
$CaCO_3$ „ „	100°-150°
Quarzlösungen in Wass. bei	225°—350° (?)
„ „ Natr. bor. bei	60°—175°

Die angegebenen Temperaturgrenzen sind die günstigsten für eine rasche Absetzung des Salzes aus der betreffenden gesättigten Lösung, beziehungsweise für die Sättigung verdünnter Lösungen. (Vergleiche die Diagramme auf pag. 399 u. ff.) Bei manchen Erscheinungen in Tiefenunterschieden dürften überhaupt ähnliche Temperaturgrenzen eine Rolle spielen.

c) Druckschwankungen. Es gilt im allgemeinen dasselbe was für Temperaturschwankungen eben gesagt wurde. Das Maximum der Empfindlichkeit für Baryumkarbonat liegt zwischen 0 und 100 *cm* Quecksilberdruck. Über H_2S-Lösungen, welche ebenfalls in Betracht kommen, liegen keine Daten vor.

d) Änderung der Lösungsgenossen. Die Wichtigkeit dieses Vorganges geht aus dem, was auf pag. 452 mitgeteilt wurde, hervor.

e) Abdunstung vom Quellenwasser (Thermen), Flußwasser (Nil), vom Meer, den Salzseen und Salzlachen.

f) Mechanische Absetzung vom baryumhältigen Schlamm (zum Beispiel Nil).

Bei der Mannigfaltigkeit der chemischen und physikalischen Prozesse, welche zur Bildung des Baryts führen, dürfte die Entscheidung über die Entstehung eines bestimmten Barytvorkommnisses schwerfallen, wenn man nicht sonst aus den geologischen Lagerungsverhältnissen wichtige Schlüsse ziehen könnte. Was aber speziell die chemische Seite des Problems betrifft, so ist die Mineralienbegleitung des Schwerspates ein sehr wichtiges Kriterium. Die begleitenden Mineralien gestatten, uns, bis zu einem gewissen Grade, über die Natur und die chemische Zusammensetzung des Lösungsmittels zu orientieren. Die letztere ist im allgemeinen verschieden anzunehmen, je nachdem die erstgenannte: Karbonate, Sulfide, Sulfate, Fluoride usw. sind. Darum dürfte wohl die Erklärung solcher Schwerspatvorkommnisse, welche nur aus diesem einzigen Mineral bestehen, in der Mehrzahl der Fälle am meisten unsicher sein.

Es ist in dieser Beziehung interessant, die gewöhnlichen Begleiter des Schwerspates auf den Gängen statistisch zu studieren. Ich habe in dieser Richtung einen kleinen Versuch auf Grund der von Breithaupt[1]) gesammelten Daten, welche bis zu einem gewissen Grade einheitliches Material darbringen, gemacht. Es sind dort gegen 80 Gänge aufgezählt, welche Schwerspat als Gangart führen, und welche folgende für uns in Betracht kommende Mineralkombinationen zeigen:

Schwerspat mit Flußspat	13mal
Kalkschwerspat mit Flußspat	13 „
Schwerspat mit Kalkspat	13 „
Schwerspat mit Eisenspat	13 „
Schwerspat mit Quarz	22 „

Es genügt diese einfache Zusammenstellung, um auf zwei für die Barytgenesis wichtige, wenn auch meistens nur vorübergehende Phasen, aufmerksam zu machen. Ich erinnere an die Rolle, welche das leichtlösliche und von Kalziumsalzen leicht zersetzbare Baryumfluorid in der Transportfrage des Baryums spielen soll und die Fähigkeit des Baryumkarbonats, aus Metallsalzen die betreffenden Oryde niederzuschlagen (vergl. pag. 426). Wir lernen ferner, daß unter den Gangarten die Erdalkaligruppe ausschließlich von den schwerlöslichsten und gleichzeitig beständigsten Verbindungen vertreten ist. Strontium ist fast ganz ausgeschlossen; es ist das eine natürliche Folge seiner mittleren Stellung zwischen *Ba* und *Ca*.

Es existiert ein inniger Zusammenhang zwischen der Verbreitung der Elemente der Erdalkaligruppe auf Gänge und ihre chemischen

---

[1]) Breithaupt A., Die Paragenesis der Mineralien, Freiberg 1849. Im Thüringer Wald ist Flußspat ein gewöhnlicher Begleiter des Schwerspates auf den Gängen innerhalb der kristallinischen Gesteine. (Hans Mentzel, Die Lagerstätte der Stahlberger und Klinger Störung im Thüringer Wald. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898, pag. 278, Berlin.)

und physikalischen Eigenschaften. Demgegenüber treten andere (zum Beispiel geologische) Faktoren ganz zurück.

Kalzium ist von seinem Fluorid und Karbonat vertreten, weil beide beständig und sehr schwer löslich sind; das Sulfat ist beständig aber zu leicht löslich. Baryum ist fast ausschließlich mit Schwefelsäure gebunden; das Karbonat ist so wie ausgeschlossen (obwohl es nur um eine Kleinigkeit löslicher als $CaCO_3$ ist) wegen der großen Leichtigkeit mit welcher es in Sulfat übergeführt werden kann. Strontium ist viel seltener vertreten, nachdem seine Verbindungen entweder leicht löslicher oder weniger beständig als jene des *Ca* und *Ba* sind; darum kann es nur sehr selten auf Erzgänge fixiert werden; es folgt sonst dem Schicksal der Alkaliverbindungen, welche nur im Meer ihre Ruhestätte finden. Nicht also die mehr oder minder große Verbreitung der Alkalien und Erdalkalien in den Silikatgesteinen, sondern ihre chemischen und physikalischen Eigenschaften sind für ihr relatives Vorkommen als Begleiter der Erzlagerstätten maßgebend.

Was die zwei uns speziell beschäftigenden Barytvorkommnisse von Mte. Calisio bei Trient und Darzo—Storo in Judikarien betrifft, so handelt es sich um solche Lagerstätten, wo sowohl die Mineralbegleitung als auch die Lagerungsverhältnisse in beiden verschiedenartig sind und uns eine genügende Orientierung in bezug auf ihre Genesis gestatten.

Der Schwerspat von Mte. Calisio bildet linsenförmige Lager und tritt als Sulfidbegleiter auf, während bei Darzo und Storo typische Lentikulargänge mit Quarzbegleitung vorliegen. Daß die Entstehungsweise der zwei Vorkommnisse demzufolge eine verschiedene sein dürfte, liegt wohl auf der Hand.

IV. Die Genesis des Barytlagers von Mte. Calisio.

Die Lagerungsverhältnisse des Bleiglanzes und des Schwerspates sollen zunächst in genetischer Beziehung nochmals besprochen werden.

Es wurde schon in der geologischen Beschreibung festgestellt, daß die Bleiglanzerzkörper sowie die Barytlinsen an einen bestimmten stratigraphischen Horizont gebunden sind, und daß sie in einer und derselben Bank der Bellerophonkalke sich weithin verfolgen lassen. Bleiglanz und Baryt stehen ferner in engem Zusammenhange, indem der Schwerspat als Gangart des Bleiglanzes lokal auftritt, so daß an einem genetischen Zusammenhange beider Mineralien nicht zu zweifeln ist. Doch in der Art und Weise des Auftretens weisen sie einige Verschiedenheiten auf. Baryt bildet typische Linsen, bei welchen Länge und Breite ungefähr gleich sind, während die dritte Dimension jener eines Lagers entspricht. Der Bleiglanz ist dagegen nur selten und lokal als Linse ausgebildet, insofern er wenigstens nicht von barytischer Gangart begleitet wird. Tritt der letztere relativ seltene Fall ein, so ist er selbstverständlich an die Dimensionen der Barytlinse angepaßt und er bildet dort meist einfache, aber manchmal

auch doppelte Lagen von verhältnismäßig geringer Mächtigkeit. Sonst aber bildet der Bleiglanz, wo er direkt in dem Kalkstein eingebettet ist, unregelmäßige Körper, welche, soweit die Form der Abbaustollen es noch erkennen läßt, eine mehr oder minder schlauchförmige Gestalt gehabt haben müssen. Leider lassen sich heute bei dem Eifer, mit welchem die mittelalterlichen Bergknappen sogar die dünnsten Schnüre des an Silber hochhältigen Bleiglanzes mitgenommen haben, nur schwer die Details der Form der Erzkörper erkennen. Das steht aber einmal fest, daß, wie die Begehung der verlassenen Stollen lehrt, der Bleiglanz kein kontinuierliches Lager bildete, sondern meistens als schlauchförmiger Erzkörper von etwa 1 *m* Breite und 50 *cm* Dicke auftrat. Wo mehrere Körper zusammentraten, dürfte der Bleiglanz in jeder Dimension zugenommen haben, bis zur Bildung von einigen zehn Meter breiten und langen und ein paar Meter mächtigen Massen. Dafür zeugen wohl einige große 50—60 *m* lange, 20—30 *m* breite und 2—3 *m* hohe Hohlräume, deren künstliche Entstehung durch Meißelspuren an den Felswänden unzweifelhaft bewiesen wird, und welche einer einzigen Masse von der angegebenen Dimension oder mehreren, von sehr dünnen Schichten tauben Mittels getrennten Erzlagen entsprechen müssen. Die einzelnen schlauchförmigen Erzkörper lagen aber dicht nebeneinander, so daß die Stollen in der Regel nur von einer sehr schmalen Scheidewand getrennt sind.

Die Art des Bleiglanzauftretens entspricht, für sich allein betrachtet, wohl den Lagerungsverhältnissen, welche man sonst als metasomatisch zu erklären pflegt.

Dagegen ist an der Sedimentärnatur des Schwerspatlagers kaum zu zweifeln. Das konstante Gebundensein an ein bestimmtes Niveau, das oben erwähnt wurde, wird selbstverständlich als kein Beweis dafür angesehen. Als solcher dürfte aber wohl mit Recht das Wechsellagern von dünnen Lagen Kalkstein und Schwerspat angeführt werden. Wo die Barytlinse auszukeilen scheint, habe ich nämlich an mehreren Stellen eine Wechsellagerung von fingerdicken, oft leichtgewellten, dunklen Kalksteinlagen mit ebenso dicken, schneeweißen, genau parallelen Barytlagen beobachtet. Man kann bei 20—40 solcher weißer und dunkler Schnüre im Profil beobachten. Die Natur der Kalksteinlager ist genau dieselbe als wie der Kalkbänke des oolithisch-dolomitischen Niveaus, welche im Mittel eine Mächtigkeit von 1—2 *m* haben, kompakt und massig sind und keine Andeutung einer Blätterstruktur zeigen. Unter solchen Umständen würde es wohl schwer sein, diese Wechsellagerung auf eine andere Ursache als die der Sedimentation zurückzuführen.

Wir sind also gezwungen, die sedimentäre Natur der Barytlinse zu erkennen und die Konsequenz zu ziehen, daß auch das Edelmittel des Schwerspates, der Bleiglanz, ebenfalls als Sedimentbildung aufzufassen ist. Was die schlauchförmigen Erzkörper betrifft, welche keine Barytgangart zeigen, so könnte man annehmen, daß sie aus dem primären Lager und dem mit Erz imprägnierten Kalkstein durch spätere Auslaugung metasomatisch entstanden wären. Dies wäre gleichzeitig eine Erklärung für den abnormalen Silbergehalt des Bleiglanzes von Mte. Calisio, sobald man im allgemeinen die Anschauungen

von Krusch[1]) akzeptiert. Die Analysen von Calisio-Bleiglanz aus dem Kalkstein gaben den enormen Silbergehalt von 8—11 *kg* pro Tonne (bezogen auf den reinen Bleiglanz), während Proben aus den Barytlinsen nur 2—4 *kg* ergaben, was immerhin außerordentlich viel ist im Vergleich mit dem normalen Silbergehalt des Bleiglanzes, welcher höchstens 1 *kg* pro Tonne beträgt. Einen abnorm silberreichen Bleiglanz hält Krusch für nicht primär, sondern erst durch einen Anreicherungsprozeß (Zementation) entstanden, bei welchem das primäre Schwefelblei ein Reduktionsmittel für Silberlösungen gewesen wäre. In unserem speziellen Fall wäre es jedenfalls noch denkbar, daß die Silberanreicherung mit dem Prozeß der unterseeischen Absetzung im Zusammenhange stehen könnte.

Wie es auch sei, das steht einmal fest, daß die Schwerspatlinsen als sedimentär anzusehen sein müssen, weil sie aller Wahrscheinlichkeit nach gleichzeitig mit dem Bellerophonkalk abgesetzt wurden. Der letztere ist ein oolithischer mariner Kalk, der in nicht besonders großer Tiefe entstanden sein dürfte, denn er überlagert marine Sandsteine mit Pflanzenresten, welche das Hangende von ausgedehnten Konglomeratmassen bilden, während die Bellerophonkalke selbst das Liegende der zum Teil aus tonigen und mergeligen, gipsführenden Schichten bestehenden Werfener Schiefer sind. Die Konkordanz dieses Schichtenkomplexes deutet ferner, bei der relativ geringen Mächtigkeit des Bellerophonkalkes, auf keine großen Schwankungen in den bathometrischen Verhältnissen hin. Offenbar haben wir es also mit Küsten- oder Flachseebildungen zu tun. Die Werfener Schiefer sind, wie schon oben erwähnt wurde, gipsführend, so daß der Gedanke einer direkten marinen Bildung für die Schwerspatlinsen der liegenden Kalke wohl nahe liegt. Diese Möglichkeit wurde aber schon in dem allgemeinen Teil unter normalen Verhältnissen ausgeschlossen. Fassen wir weiter noch den engen Zusammenhang des Baryts mit dem Bleiglanz ins Auge, so müssen wir dann unwillkürlich an unterseeische Mineralquellen denken, welche Hand in Hand mit der marinen Kalksteinbildung ihre Erze am Meeresboden ausgeschieden hätten. Über die Natur dieser Quellen geben die abgesetzten Mineralien, wenn auch nur annähernd, Aufschluß. Sobald wir wenigstens von besonders komplizierten Fällen absehen wollen, kann man eine schwefelwasserstoffhältige warme Quelle annehmen, in welcher, zumal unter Druck, das Schwefelblei leicht löslich ist[2]). Als sonstige Bestandteile des Mineralwassers sind

[1]) Krusch P., Die Einteilung der Erze. Zeitschr. f. prakt. Geol., XV. Jahrg., 1907, pag. 135, Berlin. — Die Untersuchung und Bewertung von Erzlagerstätten, Stuttgart 1907.

[2]) Eine wässerige Lösung von *BaS* löst bei 40—50° zirka 60—65 *g HgS* (Wagner R., Über hydrometallurg. Quecksilbergewinnung. Jahrb. f. prakt Chem. 1866, Bd. 88, pag. 24) und aller Wahrscheinlichkeit nach auch andere Schwermetallsulfide. Im reinen Wasser dagegen ist Bleiglanz eines der schwerlöslichsten Sulfide. Vergl.: Weigel Oskar, Über das Verhalten von Schwermetallsulfiden in wässeriger Lösung. Nachrichten von der K. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, Math. phys. Kl. 1906, pag. 525—548, und Zeitschr. f. phys. Chem., Bd. 53, 1907, pag. 293—300. Bei 18° ist die Löslichkeit in Molen im Liter $\times 10^{-6}$ für Bleiglanz von Freiberg 1·21, künstlichen Bleiglanz 1·21, Bleiglanz durch Umwandlung von

ferner Baryum, Strontium, Kalzium, Silber und Kupfer, wie aus den Analysen auf pag. 392 zu entnehmen ist, zu nennen. Die Erdalkalien sind sowohl als Sulfhydrate, welche im Wasser reichlich löslich sind, als auch als Karbonate anzunehmen; in dem letzteren Falle müßte die Quelle neben H_2S noch CO_2 enthalten haben.

Der Absatz von Schwefelblei ist leicht durch die Verminderung des Druckes und Entweichung, beziehungsweise Zersetzung, des Schwefelwasserstoffes zu erklären. Das mit Schwefelwasserstoff ausgefällte Schwefelblei ist zwar ein amorphes schwarzes Pulver, welches mit dem Bleiglanz keine Ähnlichkeit zeigt; das amorphe Schwefelblei kann aber durch einfachen Druck kristallinisch und dem Bleiglanz vollkommen ähnlich werden. Auch die direkte Verbindung von Schwefel und Blei unter Druck gibt ein Produkt mit metallischem Glanz (Spring[1]). Kristallinisch wird das Schwefelblei auch durch Verflüchtigung, welche schon bei der Rotglut nach erfolgter Schmelzung stattfindet (Rodwell[2]). Für unseren Fall dürfte der Versuch von Sénarmont[3]), welcher durch Erhitzen von Schwefelblei im zugeschmolzenen Rohre Bleiglanzkristalle erhielt, das größere Interesse haben[4]).

Die Barytbildung setzt dagegen auch chemische Reaktionen voraus. Wie das Schwefelbaryum entweder direkt durch Oxydation oder auch gleichzeitig indirekt durch Zersetzung mit CO_2 und nachträgliche Sulfateinwirkung auf das entstandene Karbonat in Baryumsulfat überführt werden kann, braucht nicht wiederholt zu werden (vergl. pag. 422). Ebenso klar ist die Barytbildung aus dem Baryumbikarbonat. Wie das Diagramm auf pag. 413 zeigt, ist in einer Baryumbikarbonatlösung die Verminderung des Druckes mit einer außerordentlich raschen Abnahme der Löslichkeit verbunden.

Die für die Umsetzung des Witherits in Schwerspat nötigen Sulfate sind in dem Meerwasser anzunehmen, und zwar mutmaßlich in reichlicher Menge, nachdem die unmittelbar hangenden Werfener

gefällten PbS 1·18, gefällten PbS 3·60. Moles ist das in Grammen ausgedrückte Molekulargewicht der betreffenden Substanz.

[1]) Spring W., Recherches sur la propriété que possèdent les corps solides de se souder par l'action de la pression. Bull. Acad. Sc. Bruxelles 1880, pag. 323—379. — Formation de quelques arséniures par l'action de la pression. Bull. Ac. Sc. Bruxelles 1883, pag. 229—236, 3e S., t. V. — Formation de sulfures métallique sous l'action de la pression. Ibidem pag. 492—504. — De l'action de la pression sur les corps solides en poudre. Bull. Soc. Chim. Paris. Vol. 40, 1883, pag. 520—526. Berichte d. deutsch. chem. Ges., Berlin 1883, pag. 2833—2835.

[2]) Rodwell G. F., On the effect of heating sulphate and sulfide of lead in hydrogen and carbonic oxide. Chem. Soc. Journ. I, 1863, pag. 42—50.

[3]) Sénarmont H. und A. de Schulten, Bull. Soc. Miner. franç. 1904, Vol. 26, pag. 103—107. — Experiences sur la formation artificielle par voie humide de quelques espèces minerales qui on pu se produire dans les sources thermales sous l'influence combinée de la chaleur et de la pression. Compt. Rend. Ac. Sc., Paris 1849, Vol. 28, pag. 693, siehe auch: Vol. 32, pag. 1851.

[4]) Vergl. auch: Doelter C., Über die künstliche Darstellung einiger Mineralien aus der Gruppe der Sulfide und Sulfosalze. (Bildung des Bleiglanzes bei gewöhnlicher Temperatur.) Zeitschr. f. Kristall., Leipzig 1886, Bd. 11, pag. 41. — Meyer R., Laboratoriumsnotizen. 4. Künstliche Pseudomorphosen. Ber. d. deutsch. chem. Ges., Berlin 1903, pag. 2980. — Ferner für Schwerspat: Brauns R., Chemische Mineralogie, Leipzig 1896, pag. 256 u. 270.

Schiefer Gips führen. Auch der Sauerstoff für die Sulfidoxydation fehlt im Meerwasser unter normalen Verhältnissen nicht. Natterer fand zum Beispiel im Roten Meere bis 5 cm^3 Sauerstoff pro Liter, ein Sauerstoffgehalt, der in größeren Tiefen, wenn auch nur ausnahmsweise, unter gegebenen Formenverhältnissen des Meeresbeckens steigen kann und einige Prozente mehr als den normalen, berechneten Gehalt betragen darf [1]).

Was die Verteilung des Baryts gegenüber dem Bleiglanz betrifft, so möchte sie vielleicht ebenfalls mit dem angedeuteten chemisch-physikalischen Bildungsprozeß in Zusammenhang zu bringen sein. Die Barytlinsen sind nämlich nicht unregelmäßig auf die ganze Fläche der bleiglanzführenden Schichten verteilt, sondern sie sind in einer bestimmten Gegend gruppiert, ungefähr im Zentrum des Plateaus. Es ist nicht schwer sich vorzustellen, wie wegen der verschiedenen Raschheit, mit welcher der Bleiglanz einerseits abgesetzt wurde, und anderseits die Barytbildung, welche die Mitwirkung von chemischen Reaktionen erforderte, sich vollzog, diese Verteilung zustande kam. In analoger Weise dürften die eigentümlichen Verhältnisse des bekannten Schwerspat- und Schwefelkieslagers bei Meggen an der Lenne [2]) ihre Erklärung finden. Günstige Wassergrundstromverhältnisse würden dort die so scharf getrennte Lagerung des schwerlöslichen Eisensulfids und des Baryts, welcher erst aus dem leichtlöslichen Baryumsulfid in langsamerem Tempo gebildet wurde, besorgt haben können.

Strontiumsulfat ist ein steter Begleiter von Baryt, in welchem er nur spurenweise vorzukommen pflegt. Nach der auf pag. 392 angeführten Analyse enthält der Calisio-Schwerspat nur 0·15% Cölestin. Die Konstanz dieser Erscheinung ist ebenfalls naturgemäß auf die physikalischen Verhältnisse zurückzuführen. Strontiumsulfat sowie Kalziumsulfat sind im Vergleiche mit schwefelsaurem Baryum so leicht löslich, daß es nicht denkbar ist, daß sie gleichzeitig mit dem Baryumsalz von einer Quelle abgesetzt werden könnten (siehe auf pag. 403). Die Quelle darf viel mehr Strontium und Kalzium als Baryum enthalten und trotzdem wird der abgesetzte Baryt nur Spuren von Cölestin oder Gips zeigen, wie es zum Beispiel an der Lautentaler Quelle [3]) der Fall ist. Diese Solquelle enthält nämlich 9·870 *g* $CaCl_2$, 0·808 *g* $SrCl_2$ und bloß 0·126 *g* $BaCl_2$ in 1 Liter; in dem Quellenabsatz aber ist die Menge der einzelnen Erdalkalien naturgemäß beiläufig umgekehrt proportional ihrer Löslichkeit im Wasser, und zwar 92·44% für $BaSO_4$, 4·32% für $SrSO_4$ und nur 0·34% für Gips. Cölestinspuren dürften aber in keinem Schwerspat, der aus einer strontiumhältigen Quelle abgesetzt wurde, fehlen, denn bekanntlich hat Baryumsulfat die Eigenschaft, bei seiner Fällung Spuren von

[1]) Natterer Konrad, Chemische Untersuchung im Roten Meer. Abhandl. d. k. Akad. d. Wissensch. in Wien, Bd. 65, 1898, pag. 454.

[2]) Hundt R., Das Schwefelkies- und Schwerspatvorkommen bei Meggen a. d. Lenne. Zeitschr. f. prakt. Geol., 1895, pag. 156. — Man vergleiche aber auch: Stelzner-Bergeat, Die Erzlagerstätten, pag. 339—342.

[3]) Latterman, Die Lautentaler Solquelle usw. Jahrb. d. preuß. geol. Anst. 1888.

Strontiumsulfat mitzureißen und sie hartnäckig trotz wiederholter Auswaschungen zurückzuhalten.

Mit der reichlichen Gasentwicklung, welche die Bildung unserer Lagerstätten begleitet haben muß, könnte man auch die Entstehung der oolithischen Kalksteine, welche das Hangende des Erzlagers bilden, in Zusammenhang bringen. Die Möglichkeit dieser, jedenfalls nur lokalen Erklärung, liegt in dem Befund der mikroskopischen Untersuchung, welche gezeigt hat, wie nur sehr selten und ausnahmsweise die einzelnen Oolithe ein Quarzkörnchen als Kern zeigen. Der Baryt zeigt keine oolithische Struktur [1]).

V. Die Genesis der Schwerspatgänge in Judikarien.

Der Baryt von Judikarien zeigt als steten Begleiter Quarz, welcher als Salband auftritt und wie es scheint das erste Mineral in der Tiefe ersetzt. Sulfide kommen nur als seltene winzige Schwefelkiesoktaeder vor. Höchstwahrscheinlich ist also die Barytbildung mit einer an Silikaten reichen Quelle in Verbindung zu setzen. Die Gruppierung der Gänge, welche auf eine kurze Strecke verteilt sind, läßt sie vielleicht mit einem einzigen Spaltensystem sowohl mit einer einzigen Quelle oder Quellengruppe in Zusammenhang bringen. Auch ihre Entstehung wäre in einer und derselben relativ kurzen Zeitperiode als möglich denkbar.

Sehen wir abermals von möglichen besonders komplizierten Fällen ab, so dürfte die Bildung unserer Barytgänge etwa in folgender Weise zu erklären sein. Die wahrscheinlich heiße Mineralquelle enthielt hauptsächlich Silikate der Alkali- und Erdalkaligruppen, möglicherweise auch freie Kieselsäure. Baryum war ursprünglich eben als Silikat oder Fluorsilizium vorhanden; nahm die Quelle während ihres Laufes Alkalichloride, Sulfate, Karbonate oder Kohlensäure auf, so bedingte dies eine Zersetzung im Sinne der Gleichungen Nr. 35—39 auf pag. 433. Das Auskeilen des Baryts in der Tiefe läßt sich am besten mit der Annahme in Zusammenhang bringen, daß die Schwerspatbildung erst in der Nähe der Erdoberfläche eintrat. Traten mit der Therme sulfatreiche kalte Tageswässer zusammen, so erfolgte zuerst eine Änderung der physikalischen Verhältnisse, das ist eine relativ rasche Temperaturabnahme. Ein Teil der etwa schon vorhandenen freien Kieselsäure, deren Löslichkeit in Alkalisilikatlösungen nach Spezia in erster Linie für Temperatur sehr empfindlich ist (vergl. pag. 417), setzte sich nun ab. Gleichzeitig begann aber die Zersetzung des $Ba\,Si\,O_3$, eventuell $Ba\,Si\,F_6$, beziehungsweise der $Ba\,Cl_2$, $Ba\,F_2$ usw. Im ersten Falle bildete sich Alkalisilikat, welches in Lösung ging. Auf diese neugebildeten sowie auf die schon vorhandenen $K_2\,Si\,O_3$ oder $Na_2\,Si\,O_3$ wirken die Alkalisulfate ebenfalls

---

[1]) Eine solche wurde von Wuestner H. beschrieben (Pisolitic Baryte. Journ. Cincinnati Soc. of Nat. Hist., Bd. 20, 1906, pag. 245—250 Ref. in N. Jahrb. f. Min., 1907, pag. 31.

zersetzend ein und scheiden freie Kieselsäure[1]) aus, und zwar je reichlicher als die Lösung verdünnter ist (vergl. pag. 433).

Wir hätten also, in Übereinstimmung mit den geologischen Verhältnissen unserer Gänge, eine tiefere Zone, wo nur Kieselsäure ausgeschieden wird, und eine höhere, wo SiO_2 und $BaSO_4$ gleichzeitig abgesetzt werden können. Nach dieser Erklärung also ist das Verschwinden des Baryts in der Tiefe auf einen primären Teufenunterschied zurückzuführen. De Launay[2]) sucht vielmehr die Ursache ähnlicher Erscheinungen, die er aus Sardinien, Bolivia, Haute-Loire und Milos beschreibt, in sekundären Umwandlungen. Er erklärt aber gleichzeitig für unbegründet, allen Barytgängen einen ausschließlich oberflächlichen Ursprung beizumessen, denn in den meisten Abbaufeldern in Sachsen, Böhmen, am Harz, in Vialas (Lozère) finden sich mit verschiedenen Schwefelmetallen vereinigte Barytgänge bis zu einer Tiefe, in welche die oberflächlichen Einwirkungen nicht reichen können.

Es liegt anderseits auf der Hand, daß auch mit primären Teufenunterschieden allein nicht alles zu erklären ist; nur das detaillierte Studium der einzelnen Vorkommnisse kann zu der für den betreffenden Fall wahrscheinlichsten Erklärung führen, und zwar unter gleichzeitiger Berücksichtigung sowohl der geologischen und petrographischen als der chemischen und physikalischen Faktoren.

In unserem Falle, wo es sich darum dreht, zu entscheiden, ob es sich um einen von chemisch-physikalischem Standpunkte recht plausiblen primären Teufenunterschied[3]) oder um eine sekundäre Umwandlung und zwar eine Verdrängung des Schwerspates durch Quarz handelt, ist die mikroskopische Untersuchung[4]) von entscheidender Wichtigkeit. Wie schon anfangs (pag. 393) erwähnt wurde, spricht das gesamte Strukturbild für eine gleichzeitige Entstehung beider Mineralien. Sichere sekundäre Bildung von Quarz ist freilich auch zu konstatieren, aber nur als seltene Ausnahme.

---

[1]) Bei der Kieselsäureabscheidung dürfte auch das Baryumsulfat eine Rolle gespielt haben; demselben kommt nämlich nach Vanino (vergl. pag. 424) die Eigenschaft zu, Kolloide aus seinen Lösungen niederzuschlagen.

[2]) Vergleiche seine auf pag. 394 zitierten Arbeiten.

[3]) Vergleiche neben den auf pag. 394 zitierten Abhandlungen noch: J. H. L. Vogt, Problems in the Geology of Ore-Deposits. Transaction of the American Institute of Mining Engeneers, New York, Vol. 31, 1902.

[4]) Lindgren W., Metasomatic Processes in Fissure-Veins. Transactions of the American Inst. of Min. Eng., Vol. 30, New York 1901.

Inhaltsübersicht.

Das Tertiärbecken von Budweis.

Von Dr. Heinrich Reininger.

Mit einer Tafel (Nr. XVII) und 8 Zinkotypien im Text.

Vorwort.

Den Ausläufern des waldgrünen, geheimnisvollen Böhmerwaldes ist gegen Norden hin eine ziemlich breite, mit vielen Teichen ausgestattete Ebene vorgelagert, welche durch einen südnördlich streichenden Gneisrücken in zwei getrennte Gebiete zerfällt, in die kleinere Budweiser und die größere östliche Wittingauer Ebene.

So wie der Böhmerwald wegen seines Urwaldcharakters lange als unzugänglich galt und deshalb erst spät in den Kreis wissenschaftlicher Forschung einbezogen wurde, so scheinen auch diese beiden Ebenen das gleiche Los geteilt zu haben. Während aber der Böhmerwald in kurzer Zeit durch berühmte Forscher, wie Gümbel, Hochstetter und andere, in die Wissenschaft eingeführt wurde, blieb die Wittingauer sowie die Budweiser Ebene nach wie vor beinahe eine terra ignota. Es wurden über diese Ebenen in der Folgezeit nur einzelne interessante Tatsachen bekannt, auf die man verschiedene Ansichten über Entstehung und Beschaffenheit dieser Gebiete gründete. Aber gerade der Mangel eingehender zusammenhängender Untersuchungen bewirkte, daß diese Ansichten ziemlich geteilt sind und einander vielfach widersprechen. Dies ist dadurch begründet, daß nur im westlichen Teile der Budweiser Ebene und da wieder nur im Süden derselben einige natürliche Aufschlüsse sich finden, während der weit größte Teil beider Ebenen vollständig mit einer Alluvialschicht bedeckt ist, die nur durch einige Bohrungen in die von ihr verdeckten Tertiärschichten Einsicht gewährt.

Herr Hofrat Dr. O. Lenz gab nun die Anregung, diese Tertiärschichten der Budweiser Ebene, deren Auftreten für die morphologischen Verhältnisse Südböhmens von größter Bedeutung ist, genauer zu durchforschen. Bei der Durchführung dieser Arbeit, die durch mancherlei Umstände ungemein erschwert wurde, hatte ich mich der weitgehendsten Unterstützung von seiten des Herrn Hofrats Lenz und des Herrn Hofrats Prof. Dr. G. Laube zu erfreuen, denen ich auch hier für ihr Entgegenkommen herzlichst danke.

Bei den Studien an Ort und Stelle wurde mir durch die Liebenswürdigkeit des Herrn H. van der Kluse manche Unter-

stützung zuteil, insbesondere dadurch, daß es mir durch seine Empfehlungen gelang, Einsicht zu erlangen in die alten sowie in die neueren Bohrungen in dem Budweiser Tertiärbecken. Für dieses Entgegenkommen und für die freundlichst zur Verfügung gestellten Profile sei hiermit vor allem dem Herrn H. van der Kluse, Direktor der Rudolfstädter Erzbergbaugewerkschaft, weiters dem Herrn Göbel, Direktor der Anthrazitgesellschaft, insbesonders aber dem Herrn Ross und Herrn Hausser, Ingenieure des „Triumph", Brikettwerke und Braunkohlengrubengewerkschaft in Netolitz sowie dem Herrn Bergingenieur E. Frauenlob in Budweis herzlichst gedankt. Der gleiche Dank gebührt der Direktion der k. k. geologischen Reichsanstalt, die mir von einigen im dortigen Museum sich befindlichen Petrefakten aus diesen Ablagerungen Mitteilung machte.

Die wissenschaftliche Bearbeitung des Materials erhielt durch die Interessenahme von seiten der Herrn Assistenten Dr. K. Schneider und B. Müller mancherlei Förderung, weshalb ich diese meines wärmsten Dankes versichere.

Die Arbeiten und Untersuchungen wurden mit einer hochherzig gewährten Unterstützung der Gesellschaft zur Förderung deutscher Wissenschaft, Kunst und Literatur in Böhmen ermöglicht, der auch hier bestens gedankt wird.

Prag, im Oktober 1907.

Verzeichnis der Literatur.

Balling, F., Über das Vorkommen des Lignits in der Tertiärformation, dann des Anthrazits in der Umgebung von Böhm.-Budweis und die darauf unternommenen Schurfversuche. Österr. Zeitschrift f. Berg- und Hüttenwesen 1853.

Čžižek, J., Das Budweiser Tertiärbecken. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1854, Bd. I.

— Bericht der II. Sektion über die geologische Aufnahme im südlichen Böhmen im Jahre 1853. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1854.

— Das Anthrazitvorkommen von Budweis. Jahrb d. k. k. geol. R.-A. 1854.

Hochstetter, Dr. F., Geognostische Studien aus dem Böhmerwalde. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1854, pag. 37 und 38.

Jokely, J., Beiträge zur Kenntnis der Erzlagerstätte bei Adamstadt und Rudolfstadt im südlichen Böhmen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1854.

Lidl, F. v., Eisensteine und Torflager im südöstlichen Böhmen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1854.

Wenzig, J., und Krejči, J, Der Böhmerwald, 1860.

Feistmantel, Dr. O., Über die Nyřaner Gasschiefer und über die Permformation zwischen Budweis und Frauenberg. Sitzungsberichte d. kgl. böhmischen Gesellschaft der Wissenschaften 1872.

Kušta, J., Verkieseltes Holz in der Wittingauer Tertiärebene. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1879.

Bayberger, Fr., Geographisch-geologische Studien aus dem Böhmerwalde. Die Spuren alter Gletscher, die Seen, Täler des Böhmerwaldes. Petermanns Mitteilungen, 81. Ergänzungsheft, Gotha.

Supan, A., Österreich-Ungarn. Wien 1889.

Sitensky, Dr. F., Über die Torfmoore Böhmens in naturwissenschaftlicher Beziehung mit Berücksichtigung der Moore der Nachbarländer. Archiv der naturwissenschaftlichen Landesdurchforschung von Böhmen, VI. Bd., Prag 1889.

Hanamann, Dr. J., Über die chemische Zusammensetzung verschiedener Ackererden und Gesteine Böhmens und über ihren agronomischen Wert. Archiv der naturwissenschaftlichen Landesdurchforschung von Böhmen, VII. Bd., Nr. 3, Prag 1890.

Kafka, J., Untersuchungen über die Fauna der Gewässer Böhmens. II. Die Fauna der böhmischen Teiche. Archiv der naturwissenschaftlichen Landesdurchforschung von Böhmen, VIII. Bd., Nr. 2.

Katzer, Dr. Fr., Geologie von Böhmen. Prag 1892.

Koch, G. A., Der geologische Untergrund des projizierten Donau—Moldau—Elbe-Kanals zwischen Budweis i. B. und Untermühl bei Neuhaus in Oberösterreich, Wien 1896.

Woldřich, Dr. J. N., Beitrag zur Kenntnis des permischen und tertiären Beckens von Budweis. Resümee. Sitzungsberichte d. k. böhmischen Gesellschaft der Wissenschaften. Prag 1893.

Katzer, Dr. Fr., Die anthrazitführende Permablagerung bei Budweis in Böhmen. Österr. Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen 1895.

Suess, Dr. Fr., Die Herkunft der Moldavite und verwandter Gläser. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1900.

Hanamann, Dr. J., Über die Bodenbeschaffenheit und das Nährstoffkapital böhmischer Ackererden. Archiv der naturwissenschaftlichen Landesdurchforschung von Böhmen, XI. Bd., Prag 1902.

Suess, F. E., Bau und Bild Österreichs. I. Teil: Bau und Bild der böhmischen Masse. Wien 1903.

Woldřich, Dr. J. N., Geologische Studien aus Südböhmen. II. Das Wolynkatal im Böhmerwalde. Prag 1904. Archiv der naturwissenschaftlichen Landesdurchforschung von Böhmen, XII. Bd., Nr. 4.

Katzer, Dr. Fr., Zur näheren Kenntnis des Budweiser Binnenlandtertiärs. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1904.

Daneš, Dr. J. V., Geomorphologische Studien in den Tertiärbecken Südböhmens. Vorläufiger Bericht. Mitteilungen d. k. k. geographischen Gesellschaft in Wien, XLIX. Bd., Nr. 8 und 9.

Einleitung.

Wie schon erwähnt, sind die Abhandlungen über das Budweiser Tertiärbecken sehr spärlich und die vorhandenen beziehen sich entweder auf kurze Gesamtschilderungen der Ebene und des südböhmischen Terrains oder sie enthalten Berichte über durchgeführte Tiefbohrungen und an sie geknüpfte petrographische Untersuchungen dieses Aufschlußgebietes.

Als erster hat sich mit den Ablagerungen der Ebene Friedrich Balling[1]) beschäftigt, der, jedenfalls angeregt durch die vom Fürsten Josef zu Schwarzenberg und vom k. k. Montanärar unternommenen Bohrungen, uns einen Bericht über deren Resultate gibt. Zugleich erfahren wir, daß bereits in dieser Zeit schon am Eisenbühel, westlich von Steinkirchen und südlich von Prabsch Bergbau auf Braunkohle betrieben wurde. Er zählt diese Ablagerungen, die aus einem braunen, grauen, gelben und roten plastischen Ton, bei den Ortschaften Paschitz, Zliw, Frauenberg, oberhalb Hartowitz und bei Zahay aber aus

[1]) Im obigen Literaturverzeichnis sind die diesbezüglichen Abhandlungen in derselben Reihenfolge angeführt, wie sie hier ihre Besprechung erfahren.

Molassensandstein bestehen, zu dem jüngsten Tertiär oder dem eigentlichen Diluvialgebilde.

Aus dem Resultate der Bohrungen und Schürfungen, besonders im Norden der Tertiärgebilde bei Radomilitz, in der Aujezder Remise, beim Rabin-Meierhof, in der Waldstrecke Blanna im Westen und im Süden bei Steinkirchen stellt er die Ansicht auf, daß ursprünglich die Hauptniederlage des Lignits im Süden, im Plawnitztal, bestand, und diese beim Abzug der Gewässer, wodurch sich das Plawnitz- sowie das Maltschtal bildete, hinweggerissen worden sind und im Norden wieder abgesetzt wurden. Teilweise erkannte er ganz richtig, daß die Lignitablagerungen nur unweit der das Tertiär abgrenzenden kristallinischen Schiefergesteine vorzukommen scheinen, und zwar nur unter braunem und grauem Letten, nie aber unter weißem, gelbem und rotem Letten oder dort, wo Toneisensteine sich finden.

Schon im nächsten Jahre 1854 erfuhr die Kenntnis dieser Ablagerungen eine große Förderung durch die Aufnahme der geologischen Karte, welche Arbeiten daselbst vom Bergrat J. Cžižek mit einigen Hilfsgeologen durchgeführt wurden. Diesem Umstande verdanken wir auch eine Beschreibung der Tertiärablagerungen Südböhmens von Cžižek und Lidl. Ersterer gibt der Ansicht Ausdruck, daß beide Ebenen, die Budweiser und die Wittingauer, einmal mit einem gemeinschaftlichen Wasserniveau bedeckt waren, das in der Tertiärzeit nur ein einziges, ausgebreitetes Becken von stagnierendem Wasser bildete. Für die große Ausdehnung dieses Sees sprechen die vereinzelt auftretenden Tertiärablagerungen im Süden bis gegen Kaplitz und im Nordwesten bis gegen Strakonitz und Horazdiowitz. Das bei weitem größere Wassergebiet des Budweiser Beckens aber veranlaßte beim Durchbruche der Gewässer so massenhafte Störungen, daß sie die Budweiser Tertiärebene viel tiefer legten, weshalb sie jetzt von der östlichen um beiläufig 50—60 *m* überragt wird. Die Tertiärschichten scheidet er in zwei Abteilungen, in eine untere, die aus weißen und buntgefärbten Tonen und aus Sandstein mit teilweisem Vorkommen von Eisensteinen besteht, und in eine obere, deren Verbreitung aber sehr gering ist. Letztere kommt auf der unteren nur mehr teilweise vor, und zwar auf einigen Höhen, in Buchten und in Seitentälern. Ihre Zusammensetzung besteht aus grauen und braunen Tonschichten, die mit lockeren Sanden wechseln. Nur in diesen Schichten befindet sich Kohle.

Die Ablagerungen werden von Cžižek infolge einiger Funde von Petrefakten in den Eisensteinen, welche Funde miocänes Alter aufwiesen, dem Miocän zugezählt. Daß sich keine Muscheln finden, dafür glaubt er darin den Grund zu erblicken, daß der durch verwitterte Schwefelkiese entstandene Eisengehalt des säuerlichen Wassers jedes tierische Leben unterdrückt zu haben scheint. Eine bloße Wiederholung dieser vorliegenden Angaben bringen Wenzig und Krejči in ihrem „Böhmerwald", nur daß sie aus den gefundenen Abdrücken: *Vaccinium*, *Arbutus*, *Andromeda* und *Salix* zu schließen versuchen, daß diese Tertiärbildungen jünger seien als die Braunkohlenformationen im nördlichen Böhmen, deren Pflanzen-

abdrücke noch subtropische Formen aufweisen. Von der im Osten der Budweiser Ebene befindlichen kleinen Permablagerung hat Feistmantel im Jahre 1872 gehandelt und außerdem einen Bericht über eine kleine tertiäre, kohlenführende Ausbuchtung in der Richtung gegen Dobřejitz gebracht.

Obwohl schon in diesen kurzen Schilderungen und Beschreibungen manches unaufgeklärt blieb und widersprechende Ansichten vorhanden waren, so verschafft uns auch die Folgezeit keinen weiteren Einblick in diese fraglichen Gebiete. Es liegen zwar hie und da kleine Bemerkungen vor, aber diese sind nur gelegentlich bei Abhandlungen des verschiedensten Inhaltes entstanden.

So berichten Fritsch und Kušta über die in beiden Ebenen gefundenen verkieselten Hölzer und suchen ihre Herkunft auf Grund der Ähnlichkeit der mikroskopischen Struktur dieser Hölzer mit Araucariten, die in der Permformation Böhmens eine häufige Erscheinung sind, von der Perminsel herzuleiten, welche sich zwischen der Budweiser und Wittingauer Ebene auf dem Gneisrücken ausbreitet. Durch Abschwemmung sind die verkieselten Hölzer in ihre jetzige Lage gekommen.

Von einem ganz anderen Gesichtspunkte hat Bayberger auch auf unser Gebiet bezügliches behandelt. In seinen geographisch-geologischen Studien spricht er die Ansicht aus, daß das Moldautal sowohl in seiner NW—SO-Richtung als auch in seiner Nordrichtung vielleicht dem Schub und dem Andrängen der Alpen an die böhmische Masse seine Entstehung verdankt. Als Anhänger der Vergletscherung des Böhmerwaldes hält er die Schuttablagerungen bei Payreschau sowie die über dem Tertiär sich befindlichen Schottermassen für diluvial, für Beweise einer einstigen Vergletscherung des Böhmerwaldes.

Daran schließen sich Abhandlungen des Hanamann, welche von höchstem agronomischen Werte sind und hauptsächlich chemisch-physikalische Bodenuntersuchungen dieser Tertiärablagerungen beinhalten. Aus dem Vergleiche dieser chemischen Analysen glaubt Hanamann infolge der Gleichartigkeit und der chemischen Übereinstimmung die berechtigte Annahme machen zu können, daß die Budweiser und die Wittingauer Ebene Gebilde eines über die beiden Ebenen sowie über die Grenzen der heutigen Ablagerungen hinausreichenden tertiären Sees seien. Von durchgreifender Bedeutung für die Aufklärung dieser Ablagerungen sind erst Katzers und Woldřichs Arbeiten und Untersuchungen geworden. Im Rahmen eines größeren Werkes hat ersterer die Ebenen sowie den ganzen Böhmerwald in seiner „Geologie von Böhmen“ behandelt und nebst einigen wertvollen Berichten über das Kohlenvorkommen auch die übrigen Tertiärschichten des Budweiser Beckens seiner Erörterung unterzogen.

Größeres Interesse widmete Katzer in der Folgezeit in einem beachtenswerten Aufsatze den östlich die Budweiser Ebene begrenzenden Permschichten, welche trotz mancher Untersuchungen noch immer sehr wenig aufgeklärt waren. Läßt er sie in seiner „Geologie von Böhmen“ in einer ziemlich steilen Stellung die Budweiser Ebene

überragen, so führt er in dem Aufsatze über die Permablagerungen bei Budweis die in dieser Formation auftretende Zerklüftung auf einen von SO kommenden oder auch aus SW wirkenden Druck zurück, kann sich aber zu der Ansicht, daß sich die Permablagerung unter die Budweiser Ebene weit nach Westen hin fortsetzt, nicht verstehen.

Woldřich dagegen läßt auf Grund einer Tiefbohrung bei Schwiehalm und Brod die Permschichten unter die neogenen Tertiärschichten durch die sanft muldenförmige Budweiser Ebene bis zum Westrande hindurchgehen.

Die Annahme des permischen Alters der untersten Schichten begründet Woldřich durch das reichliche Auftreten von Sandsteinen und Arkosen. Katzer tritt dieser Ansicht in einem neueren Aufsatze entgegen und stützt sich bei der Widerlegung der vorigen Ansicht Woldřichs darauf, daß die in der Wittingauer Tertiärebene auftretenden kaolinischen Sandsteine und Arkosen unzweideutige Glieder des Tertiärs sind. Der Steilabfall der Gneistafel im Osten der Budweiser Ebene sowie das Ergebnis einer ganz nahe an der Gneisgrenze durchgeführten Bohrung, die bei einer Tiefe von 88·4 *m* den Grund noch nicht erreichte, bestimmen Katzer zu dem Schlusse, daß dieser Steilabfall einer nach 1 h streichenden, dem südnördlichen System angehörigen Bruchlinie entspricht. Die aus dem vorhin erwähnten Bohrloch bei Gutwasser erhaltenen Proben aber brachten Katzer bei ihrer petrographischen Untersuchung zur Überzeugung, daß die Sedimentzufuhr in das Budweiser Tertiärbecken von Westen, beziehungsweise aus Südwesten, aus dem Böhmerwalde und dessen nördlichem Vorlande stattfand, und insbesonders, natürlich unter von den heutigen völlig verschiedenen orographischen Verhältnissen, auch Abschwemmungen aus dem Serpentingebiet von Krems und vom hohen Böhmerwald in nordwestlicher Richtung hin erfolgten.

Wie aus einem vorliegenden, erst kürzlich erschienenen gedrängten Berichte des Dr. J. V. Daneš ersichtlich ist, soll die Kenntnis dieser südböhmischen Tertiärgebiete bald eine weite Förderung finden und besonders die Ausdehnung des einstigen Sees behandeln.

Aus diesen erbrachten Auszügen ersehen wir, daß es für diese Tertiärebene noch viele offene Fragen gibt, deren Lösung sowohl von größtem wissenschaftlichen als auch nicht unbedeutendem wirtschaftlichen Interesse und Werte ist.

Das Tertiärbecken von Budweis.

Seine Lage und Begrenzung.

Die Urgebirgsscholle, welche den ganzen Süden des Landes Böhmen einnimmt, weist in ihrem inneren Teile, nahe der höchsten Erhebung im Süden, nördlich des Böhmerwaldes, junge, tertiäre Ablagerungen auf. Abgesehen von einigen vereinzelten Perminseln [1]) geben nur diese Tertiärablagerungen Zeugnis von einer einstigen Bedeckung mit Wasser, von einer damals erfolgten Sedimentation auf dieser alten Gebirgsscholle [2]).

Zwischen den nördlichen Ausläufern des Böhmerwaldes, dem Plansker Gebirge, dem mittelböhmischen Granitgebirge im Nordwesten und dem böhmisch-mährischen Plateaurande im Osten, letzteren aber noch übergreifend, lagern diese Tertiärgebilde auf den Vertiefungen des Gneisgrundgebirges. Ein ausgedehntes, vielfach zerstückeltes und ziemlich weit längs den Flußtälern ausgelapptes Gebiet wird von diesen jungen Ablagerungen eingenommen, welche noch dazu ringsum von ganz isolierten Tertiärinseln umgeben werden. Letztere haben jedenfalls auch zugleich mit den Tertiärablagerungen der beiden Ebenen ihre Entstehung in einem gemeinsamen Wassergebiet eines ausgedehnten Sees gefunden. Wenn man diese mit den Hauptablagerungen in Verbindung bringt, dann erhalten wir eine Ausdehnung, die im Norden bis gegen Bergstadtl mit 49° 27′ nördlicher Breite, nach Süden bis gegen Gmünd und Weitra mit 48° 40′ nördlicher Breite reicht und von den äußersten, isoliert auftretenden Ablagerungen im Osten bei Altstadt mit 32° 55′ östlicher Länge von Ferro bis nach Horazdiowitz mit 31° 19′ östlicher Länge von Ferro sich hinziehen.

Die Hauptablagerung aber umfaßt ein bei weitem engeres Terrain und es ist auch unzweifelhaft, daß manche tiefliegenden Ablagerungen den Flüssen entlang nur vom Tertiär abgeschwemmtes Material enthalten. Im übrigen füllen diese Tertiärablagerungen Niederungen des Grundgebirges aus, welche aber überall von Höhen umschlossen werden und dadurch den Beweis liefern, daß sie Produkte einer vollständig selbständigen Wasserüberflutung sind. Trotzdem die Tertiärablagerungen den böhmisch-mährischen Plateaurand überschreiten, finden sie nördlich der bei Weitra gegen Nordost verlaufenden Wasserscheide ihr natürliches Ende.

In dem Auftreten der Tertiärablagerungen aber lassen sich deutlich zwei gesonderte Gebiete unterscheiden, ein östliches und ein westliches, die sogenannte Wittingauer [3]) und Budweiser Tertiärebene, wobei letztere von der Wittingauer Ebene durch den Forbes-

[1]) Katzer Dr. F., Geologie von Böhmen, II. Bd., pag. 1179 ff.

[2]) Supan A., Österreich-Ungarn, Wien 1889, pag. 104 ff. — Suess F. E., Bau und Bild Österreichs, I. Teil: Bau und Bild der böhmischen Masse, Wien 1903, pag. 21 ff.

[3]) Lidl F. v., Das Tertiärbecken von Wittingau, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1854, pag. 208.

Rudolfstädter plateauartigen, sanft verlaufende Hügelzüge aufweisenden Gneisrücken getrennt wird. Dieser steigt im nordwestlichen Teile bis zu 560—570 *m* an und fällt gegen die Budweiser Ebene steil ab, während er sich in das Wittingauer Becken allmählich verflacht. Auf diesem Rücken liegen im Süden und Norden Tertiärablagerungen, welche die Verbindung und den Zusammenhang beider Ebenen herstellen.

Die Budweiser Ebene, deren Untersuchung und Beschreibung meine Aufgabe sein soll, ist vom umliegenden Hügelland scharf gesondert, namentlich im Westen und Nordwesten bilden der Plansker Wald sowie die Höhen bei Netolitz einen deutlichen Saum um die flachwellige Ebene. Auch diese Ebene umgeben viele vereinzelte und abgesonderte Tertiärgebilde im Süden von der Umgebung von Kaplitz an bis nordwestlich in die Täler der Flanitz, Wolinka und Wottawa gegen Horazdiowitz sowie auch nördlich längs der Moldau bis über Moldautein hinaus. Die Hauptablagerung der Tertiärgebilde erstreckt sich bei durchschnittlich 11 *km* Breite auf eine Länge von etwa 30 *km* in nordwestlicher Richtung.

Obwohl die Tertiärablagerungen dem Tale der Flanitz entlang bis in die Gegend von Pisek und Horazdiowitz reichen, so will ich diese entfernten Gebiete nicht mehr in meine Betrachtungen einbeziehen, da sie trotz der gleichzeitigen Entstehung und ihres einstigen Zusammenhanges mit dem Budweiser Tertiärbecken jetzt nur unvollkommen in Zusammenhang stehen. Weiters nehmen die Tertiärbildungen längs der Flanitz, bei Wodnan und Protiwin sowie beim Zusammenfluß der Wolinka und der Flanitz mit der Wottawa in der Gegend von Pisek eine größere Ausbreitung an, welche bei dem großen Mangel an natürlichen Aufschlüssen erst nach den durchgeführten Aufschlußarbeiten gut in Betracht gezogen werden können. Somit erstrecken sich meine Untersuchungen und Ausführungen hauptsächlich auf das zusammenhängende Tertiärgebiet der Budweiser Ebene von Steinkirchen-Plaben im Süden bis zu den äußersten nordwestlichen Ausläufern bei Groß-Zablat, Radomilitz und Libejitz, sowie noch auf die im Süden vorgelagerten zerstreuten tertiären Gebilde.

Das Grundgebirge.

In petrographischer [1]) Beziehung weist auch das Grundgebirge, in das diese Tertiärablagerungen eingebettet sind, eine große Mannigfaltigkeit auf, besonders gilt dies von dem die beiden Ebenen trennenden Gneisrücken. Hier geht der Gneis in vielfältiger Abänderung sehr häufig in Glimmerschiefer und Hornblendeschiefer über. Der Gneis ist entweder feinkörnig, mit eingewebten, zarten, oft linearen Flasern von schwarzem und braunem Glimmer und besitzt dann eine

[1]) Jokely J., Beiträge zur Kenntnis der Erzlagerstätte bei Adamstadt und Rudolfstadt im südlichen Böhmen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1854, pag. 107 ff. — Katzer Dr. Fr., Geologie von Böhmen, I. Bd., pag. 40—219. — Suess F. E., Bau und Bild der böhmischen Masse, Wien 1903, pag. 30 ff.

ausgezeichnete plane Parallelstruktur, oder er ist grobkörnig und großflaserig mit schwarzem Glimmer, welchem sich an manchen Orten auch weißer Kaliglimmer zugesellt. In diesen beiden Abänderungen ist der Glimmer untergeordnet und überwiegt entweder Feldspat oder Quarz. Der Glimmergehalt des Gneises kann auch zunehmen, wodurch er dann in eine sehr glimmerreiche Abänderung oder ganz in Glimmerschiefer übergeht.

Dieser Wechsel der Gesteinsarten findet hauptsächlich in der Nähe der Erzgänge statt, die im nördlichen Teil des Gneisrückens, im Rudolfstädter und Adamstädter Gebiete auftreten. Sie streichen hauptsächlich nach Norden oder Nordnordost und werden auch von untergeordneten Gängen in nordwestlicher Richtung durchquert. Die Erzgänge enthalten meist silberhältige Blende, silberhältigen Bleiglanz und Eisenkies. Ihr Abbau wird mit Unterbrechungen schon seit dem 13. Jahrhundert in mehr oder weniger großem Maßstabe betrieben.

Jokely knüpft an obige Tatsache die Ansicht, daß dieses abnorme Verhalten des Gneises, welcher entweder in seinen gewöhnlichen Bestandteilen entmischt oder von fremden Stoffen durchdrungen ist, mit der Bildung der Gangausfüllungsmassen in inniger Beziehung stehe.

In unmittelbarer Nähe finden sich die verschiedensten Gesteinsarten zusammengehäuft, gehen ineinander über und bilden so ein buntes Gesteinsbild, das aufzunehmen von zu zeitraubender Schwierigkeit ist. So führt der Gneis auch stellenweise Hornblende. Sie ist in einzelnen Kristallen eingesprengt, nach und nach nimmt sie überhand und das Gestein geht bei allmählichem Zurücktreten des Glimmers in ein reines Hornblendegestein über. Nördlich von Hables streichen einige Partien von Hornblendeschiefer in nordöstlicher Richtung.

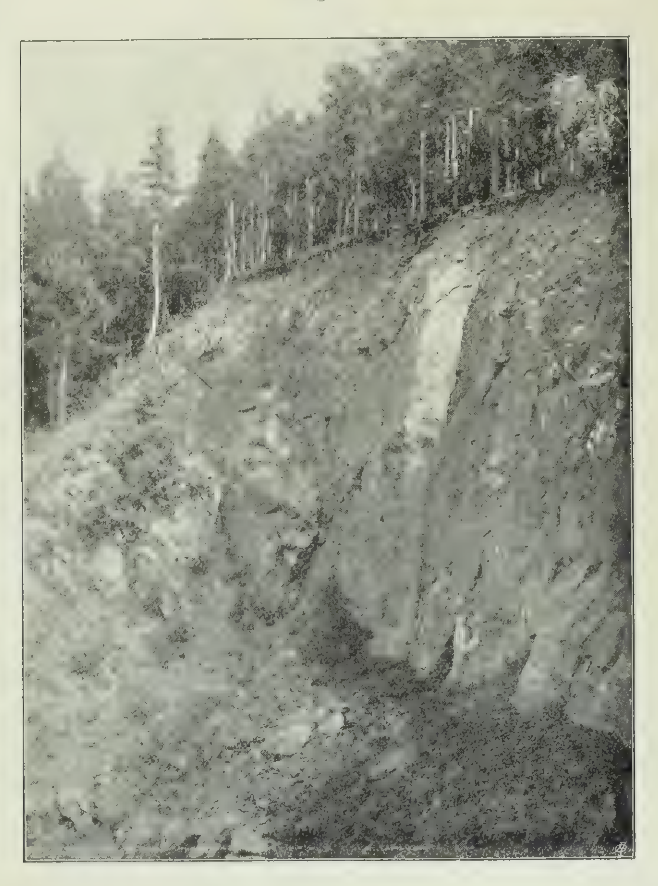
Ebenso werden Übergänge in Granulit durch das Zurücktreten des Glimmers bewirkt und es treten dafür Granate in die Zusammensetzung des Gesteins. Solche Granulite finden sich daher auch hier an der östlichen Grenze des Gneisrückens in der Umgebung von Lischau und weiter südlich davon. Auf der Straße von Budweis nach Lischau sieht man vor letzterem Orte rechts im Walde den Granulit in Berührung mit Gneis treten. Der Granulit bildet hier eine kuppenförmige Lagerung und zeigt zugleich eine sehr deutliche Schichtung.

Einen sicheren Hinweis auf die Unstetigkeit dieser Gesteinsarten gibt auch ihr Streichen. Dieses wechselt auf ganz nahe Entfernungen zwischen einem südnördlichen und nordöstlichen, wobei letzteres zwischen N 70 O und N 15 O variieren kann. Dagegen findet man überall ein konstantes Einfallen gegen die Budweiser Ebene, und zwar ein solches von 30—67° in W, bei Frauenberg geht das Streichen sogar in N 37 W über. Bei Hurr und Libnitsch tritt ein östliches Streichen auf und dort sind die Schichten oft saiger aufgerichtet, vielfach gewunden und gestaut und tragen deutliche Spuren gewaltsamer Störungen und Verwerfungen im Gebirgsbau an sich.

Diese Mannigfaltigkeit setzt sich auch nach Süden zu fort. Hier fehlen aber auch in dem bunten Gesteinsbilde dieses Gneisrückens

die Granite nicht, sondern sie treten besonders in dem Gebiete von Hables, Wiederpolen und südlich von Plaben auf. Sie durchbrechen in kleineren und größeren Stöcken den Gneis und geben dann immer zu lokalen Störungen Veranlassung. Am interessantesten ist ihr Auftreten südlich von Wiederpolen, wo man, wie Fig. 1

Fig. 1.



Granitdurchbruch durch den Gneis und Einlagerung von Graphit und Kalkstein. Auftreten der nach 6°—11° in O streichenden Hauptkluft.

zeigt, die für die spätere Besprechung so bedeutungsvolle, nach NNO streichende Hauptkluft beobachtet.

Hier treten auch am Rande der Gneistafel Kalksteinlager auf, und zwar beginnt nördlich von Plaben eine schmale Zone mit spärlichen Kalksteinlagern, welche häufig unreinen Kalk enthalten, der meist mit Bestandteilen des Nebengesteins, besonders mit Quarz, vermischt ist. Der körnige, wohlgeschichtete Kalkstein, der dem Gneis in Lagern eingelagert ist, weist in diesem südlichen Teile

neben manchem linsenförmig eingeschlossenen grünen Steatit, wie ihn Jarisch[1]) von Plaben beschrieben hat, stellenweise noch eine große Menge von eingesprengtem Pyrit auf. Am stärksten aber ist der Kalkstein durch Graphit verunreinigt, der hauptsächlich die Schichtflächen desselben überzieht, stellenweise ihn so durchdringt, daß der Kalk von schwarzen Adern vollständig durchsetzt erscheint. Zugleich enthält der Kalk auch Linsen von einem Serpentin. Diese Erscheinungen finden sich in dem Kalksteinbruche vereinigt, von dem uns Fig. 1 ein Bild gibt. Der linke Teil des Bildes zeigt uns Kalkstein, der hier von ziemlich viel Graphit verunreinigt ist. Von der geringen Mächtigkeit dieser Kalksteinlager zeugen die früheren, jetzt schon ganz ausgebeuteten und verlassenen Kalksteinbrüche bei Rudolfstadt, Dubiken, Brod und Strups.

In dem Schichtstreichen des Gneises tritt auch in kleinen Linsen Graphit auf, der besonders im südlichen Teil sich findet.

Auf diesem Gneisrücken liegt noch in einer großen Vertiefung eine Perminsel[2]) mit meist rotbraunem Schieferton und den gleichen Sandsteinen. Sie erstreckt sich von Brod aus in nordnordöstlicher Richtung bis über Lhotitz an die Wittingauer Tertiärebene. Wie dort im Norden werden auch im südlichen Teil, nördlich von Brod, die Permschichten, wenn auch nur in einer geringen Erstreckung, vom Tertiär überlagert. Im Westen bilden sie entlang einer weiten Strecke die Grenze der Tertiärablagerung bis nördlich von Woselno, wo die Permschichten bei einem Streichen von N 46 O ein mittleres Einfallen unter 45° in SO zeigen, also von der Budweiser Ebene steil wegfallen. Nach Cžižeks Angabe läßt sich nicht nur die mulden- oder beckenförmige Ablagerung deutlich erkennen, sondern die Schichten zeigen sowohl an der Nord- als auch an der Südspitze durch ihre synklinale Stellung, daß nur ein kleiner Teil vom Tertiär überlagert wird. Ob sich dieses wirklich so verhält, soll erst später besprochen werden. Diese Permablagerungen sind deshalb von einer gewissen Bedeutung, da sich in diesen ein Anthrazitflöz[3]) findet, welches in zwei Bänken den tieferen Schichten der mittleren Abteilung eingelagert ist. Die Mächtigkeit dieses Anthrazitflözes schwankt zwischen 0·3 *m* und über 1 *m*.

Vom Süden her greifen noch in den Gneis bis nahe an die Tertiärebene einige Ausläufer des Glimmerschiefers, welcher bis in die Nähe von Borownitz und nördlich der Neudorfer Mulde bis gegen Strups zu verfolgen ist, heran. Ebenso finden sich südwestlich streichende Glimmerschieferzüge nördlich von Frauenberg

[1]) Jarisch A., Grüner Steatit von Plaben bei Budweis in Böhmen. Mineral. Mitteil. 1872, pag. 257.

[2]) Cžižek: Das Anthrazitvorkommen von Budweis. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1854, pag. 224. — Feistmantel Dr. O., Über die Nyřaner Gasschiefer und über die Permformation zwischen Budweis und Frauenberg. Sitzungsberichte der kgl. böhm. Gesellschaft der Wissenschaften 1872, pag. 87—104. — Katzer Dr. Fr., Die anthrazitführende Permablagerung bei Budweis in Böhmen. Österr. Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen 1895, pag. 43.

[3]) Strasky F., Analyse der Anthrazitkohle aus der Nähe von Rudolfstadt bei Budweis in Böhmen. Sitzungsberichte der kais. Akademie der Wissenschaften, Wien 1856, XIX. Bd., pag. 325.

bis in die Umgebung von Moldautein. Der Gneis hält auch im Süden bei einem veränderten Streichen von 40—50° in O und nordwestlichem Einfallen eine ähnliche Zusammensetzung bei.

An der Westseite des Tertiärbeckens verläuft nun gegen Norden zu einerseits ein zungenartiger Vorsprung bis zum Dechternteich, anderseits erstreckt sich zwischen der dadurch gebildeten, bis südlich gegen Lippen reichenden schmalen Tertiärbucht und dem westlichen großen Granulitgebirge eine schmale Gneiszone. Beide wenig mächtigen Gneisgebiete sind durch ihren weißen und gelblichen Orthoklas und braunen bis schwarzen Glimmer, der hier deutlich ausgeprägte Flasern aufweist, charakterisiert. Da auch das Gestein eine unvollkommene Parallelstruktur besitzt und granitartig in dicke Platten abgesondert ist, so wird dieser Gneis von Katzer[1]) als Granit angesehen. Er hat hier im südlichen Teil ein östliches Streichen, im Norden dagegen verläuft dieses parallel zur Granulitgrenze mit 30—40° nordwestlich, während sein Einfallen unter 40—60° nach SW geht. Durch dieses Streichen wird der Granulit des Schöningers, welcher eine muldenförmige Lagerung aufweist, unterteuft.

Dieser Granulit besteht aus weißem bis gelblichweißem, seltener feinkörnigem Feldspat und aus grobem, zumeist in rundlichen Körnchen oder Lamellen eingelagertem grünen oder gelblichweißem Quarz. Als dritter wesentlicher Bestandteil tritt im Granulit braunroter bis fleischroter Granat in kristallinischen Körnchen von Mohn- bis Erbsengröße auf.

In Verbindung mit diesen Granitmassen kommt meist Serpentin vor, dessen petrographische Beschaffenheit nach Schraufs[2]) Untersuchungen sehr mannigfaltig ist.

Direkt an die Budweiser Tertiärebene grenzt östlich von Saborsch ein stöckförmiges Serpentinlager[3]). Weiter erstrecken sich noch die Gneise in vereinzelten, aus dem Tertiär hervorragenden Kuppen und Höhenzügen, wodurch der nördliche Teil der Budweiser Tertiärablagerungen von einer Linie Selz—Zbudau bis gegen Wodňan hin vollständig zerrissen ist in einzelne, durch breitere oder engere Buchten in Zusammenhang stehende Tertiärgebiete. Hier kommen im allgemeinen sowohl feldspatreiche dickschiefrige Gneise mit dunklem Glimmer vor, als auch wiederum sehr flaserige, schuppenartige. Der reichlich auftretende Biotit von dunkelbrauner Farbe bedingt die Struktur des Gesteins und gibt ihm eine mehr oder weniger hohe Spaltbarkeit. Der Feldspat ist meist Orthoklas von weißer Farbe; Beimengungen fehlen meist. Selten nur findet sich im grobkörnigen Gneis Turmalin.

Ihr Streichen ist hier wiederum ein sehr verschiedenes, schnell wechselndes. Es finden sich auch ziemlich viele Pressungen und lokale Störungen und Knickungen und oft sieht man eine sehr steile Auf-

---

[1]) Katzer Dr. F., Geologie von Böhmen, I. Bd., pag. 148.

[2]) Schrauf A., Beiträge zur Kenntnis des Assoziationskreises der Magnesiasilikate. Paragenetische Studien im Serpentingebiete des südlichen Böhmerwaldes. Zeitschrift für Kristallographie und Mineralogie, Leipzig 1882, pag. 321 ff.

[3]) Hochstetter Dr. F., Geognostische Studien aus dem Böhmerwalde. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1854, pag. 37 und 38.

richtung bis zu 70—80°. Das vorherrschende Streichen ist im Mittel N 20—30° O mit einem 20—30° hohen westlichen Einfallen.

Nahe an der Granitgrenze tritt massiger Quarz aus, was Quarzitschieferbildungen zur Folge hat. Hier kommt der Gneis auf eine weite Erstreckung mit dem Granit des mittelböhmischen Granitgebirges in engste Berührung, da er sehr oft von Ausläufern und den am meisten vorspringenden Teilen des großen Granitstockes unterbrochen wird. Die Granite beginnen schon bei Wodňan zu überwiegen und nehmen an Verbreitung gegen Pisek schnell zu. In diesen südlichen Ausläufern des Granits ist hauptsächlich Granitit verbreitet, und zwar besonders in einer sehr biotitreichen Abart, daneben kommt auch porphyrartiger Granit vor.

Daraus ergibt sich die Tatsache, auf die schon Jokely, Katzer und Suess[1]) hingewiesen haben, daß der Gneis in der Nähe der Granitstöcke mit ziemlichem Beibehalt des Mineralbestandes allmählich eine richtungslose, körnige Textur mit etwas gröberem Korn annimmt. Dagegen nehmen aber wieder die Granite, besonders an den Rändern, mittelkörniges Schichtengefüge an. Dadurch vollzieht sich eine Annäherung beider Gesteine in bezug auf Korn, Größe und Mineralbestand, so daß es unmöglich wird, eine scharfe Grenzlinie zwischen Granit und Gneis in diesem Gebiete zu ziehen.

Die geologische Beschaffenheit der Tertiärschichten.

Innerhalb dieser erwähnten Begrenzung breiten sich die Tertiärablagerungen aus und bilden in ihrer Gesamtheit die flachwellige, nur im Süden und Südwesten mit etwas überragenden Höhen gekrönte Budweiser Ebene. Die höchste tertiäre Anhöhe des Beckens befindet sich im Süden und zwar sind es die Höhen bei Bienendorf und Steinkirchen, die eine Höhe von 480 *m* erreichen und gegen die Maltsch zu einen jähen Abfall aufweisen.

Bei dem ersten Anblick glaubt man im Budweiser Tertiär eine seichte Muldenausfüllung des Grundgebirges vor sich zu haben. Daß dem aber nicht so ist, davon werden wir überzeugt, wenn man diese jungen Ablagerungen in nähere Untersuchung nimmt. Dabei stoßen wir aber auf eine große Schwierigkeit, da nirgends ein natürlicher Aufschluß der unteren Schichten vorhanden ist. Daher muß bei deren nicht zu ersetzendem Mangel Zuflucht genommen werden zu den hier durchgeführten Tiefbohrungen, welche, wenn auch keinen vollen Ersatz bieten, doch wichtige Anhaltspunkte geben und Einsicht gewähren in die sonst der Forschung nicht zugänglichen unteren Schichten.

Die Hauptablagerungen des Beckens.

Aus der Untersuchung der mir vorliegenden, gegen 30 zählenden Tiefbohrungen, welche den Untergrund der ganzen Ebene ziemlich aufschließen, ergibt sich die untrügliche Tatsache, daß im Gegen-

[1]) Suess F. E., Bau und Bild der böhmischen Masse, pag. 37.

satze zu Katzers[1]) und Woldřichs[2]) Behauptungen, welche sich die Budweiser Tertiärablagerungen muldenförmig abgelagert denken, diese in einer im Durchschnitte 3—400 *m* tiefen Senkung, in einem wahrscheinlich grabenartigen Einbruch eingebettet sind.

Das beweisen vor allem Tiefbohrungen, die in der Nähe der Gneisgrenze zur Tiefe getrieben wurden. So erfolgte westlich von Brod, einige 100 *m* vom Urgebirge entfernt, eine Bohrung, die erst bei 425 *m* Tiefe das Grundgebirge erreicht hat. Desgleichen durchsank eine bei Gutwasser etwa 130 *m* westlich von der Gneisgrenze erfolgte Tiefbohrung ohne Erreichung des Liegenden bis 88·4 *m* Schichten, welche nach Katzers[3]) genauen Untersuchungen der Bohrproben insgesamt zum Tertiär gehören. Daran schließt Katzer die Vermutung, daß der Steilabfall der östlichen Gneistafel einer nach 1 h streichenden, dem südnördlichen System angehörigen Bruchlinie entspricht.

Am besten aber beweist die Richtigkeit dieser Tatsache das Bohrloch bei Steinkirchen (siehe Anhang I), welches in einer Entfernung von kaum 200 *m* von einem schmalen Gneisvorsprung eine Tiefe von 299·55 *m* aufweist, womit aber noch nicht das Liegende erreicht wurde. Daß hier die gesamte Schichtenlagerung zum Tertiär gehört, ergeben die gemachten Untersuchungen der diesbezüglichen Bohrproben, welche sogar in den untersten Schichten sehr reine Tone sowie feine Sandsteine aufweisen, was unbedingt für eine noch größere Mächtigkeit des Tertiärs spricht.

Daraus ergibt sich aber nur, daß im Osten und Süden des Budweiser Tertiärbeckens jedenfalls ein Steilabfall des Urgebirges zu konstatieren ist, der einer Bruchlinie entspricht, längs welcher eine Bewegung stattgefunden haben muß. Daß man an eine Hebung des die beiden Ebenen trennenden Gneisrückens nicht zu denken hat, besagt der Umstand, daß dieser Gneisrücken im Norden und Süden mit dem umliegenden Urgebirge in voller Übereinstimmung steht und auch kein einziger Anhaltspunkt gegeben ist, bis wohin das Terrain von einer Hebung betroffen worden wäre. Ebenfalls wäre bei einer Hebung allein auch nicht zu erklären, daß ein so riesiger Niveauunterschied, wie er zwischen dem jetzigen Budweiser Gebiet und den westlichen Anhöhen bestanden haben müßte, früher keine Wasserbedeckung und die damit verbundene Sedimentbildung verursacht hätte. Es bleibt daher nur die einzig mögliche und berechtigte Annahme, daß sich hier eine Senkung des Terrains vollzogen hat.

Leider finden wir für die Westseite, wo die Tertiärablagerungen sehr wenig abgetragen sind, nirgends so bedeutende Tiefbohrungen. Nur in der Umgebung von Schwiehalm (siehe Anhang II) erreichte

[1]) Katzer Dr. Fr., Geologie von Böhmen, II. Bd., pag. 1179—1182, 1423 ff.

[2]) Woldřich Dr. J. N., Beitrag zur Kenntnis des permischen und tertiären Beckens von Budweis. Resümee. Sitzungsberichte der kgl. böhm. Gesellschaft der Wissenschaften 1893, math.-naturw. Klasse.

[3]) Katzer Dr. Fr., Zur näheren Kenntnis des Budweiser Binnenlandtertiärs. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 313.

eine neuere Bohrung eine Tiefe von 130 *m*, wo aber noch immer feine tertiäre Tone und Sande angetroffen wurden. Da auch diese Bohrung nicht weit von der westlichen Urgebirgsgrenze entfernt ist, wie das Auftreten des Gneises östlich vom Dechternteich beweist, so muß die Annahme ausgesprochen werden, daß auch hier die Tertiärablagerungen noch ziemlich tiefer hinabreichen.

Dagegen wurde nördlich von Plastowitz bei 65 *m* und 91·25 *m* Tiefe Gneis erbohrt, wobei sich aber zeigte, daß gerade die geringste Tiefe das südliche Bohrloch ergab. Es hat daher den Anschein, daß wir hier eine kleine Mulde des Grundgebirges vor uns haben, die aber schon außerhalb des gesenkten Gebietes gelegen ist.

Die anderen im Tertiärbecken durchgeführten Tiefbohrungen erreichten weder den Grund, noch ließen sie bei einer Tiefe von meist über 100 *m* auf eine geringere Mächtigkeit der Tertiärschichten schließen. Infolgedessen sowie aus der Tatsache, daß auch im Becken das Grundgebirge nirgends ansteht, muß die Richtigkeit meiner Annahme einer Senkung hervorgehen. Da aber im Norden bei Plastowitz der Gneis in geringer Tiefe angetroffen wurde, so könnte dieser Umstand vielleicht auf einen einseitigen Einbruch im Süden hindeuten. Allein das kann deshalb nicht der Fall sein, weil auch das Bohrloch bei Schwiehalm ziemlich weit im Norden liegt und deshalb bei seiner größeren Tiefe für einen grabenartigen [1]) Einbruch spricht.

Und sollten auch diese vielen Tatsachen, die unten noch näher besprochen werden sollen, die Senkung des Beckens nicht hinlänglich beweisen können, so liefern sie uns unbedingt den bestimmten Beweis, daß wir im Budweiser Tertiär keine muldenförmige Ausfüllung des Grundgebirges vor uns haben, sondern die eines tiefen Grabens.

Die Grenze oder die nähere Gestalt dieses Grabens läßt sich mit Ausnahme des Ostrandes nicht angeben, da sich die Tertiärablagerungen beinahe überall darüber hinaus erstrecken. Nur durch die erodierende Tätigkeit der Maltsch in den Tertiärschichten nördlich von Plaben wurde der östliche Gneisrücken von seiner tertiären Bedeckung entblößt.

Die Grenze hat sicherlich im Osten in dem Steilabfall des Gebirges von Plaben bis Brod ihren einzigen sichtbaren Zeugen und geht dann wahrscheinlich über Frauenberg bis gegen Mydlovar, von wo sie dann südlich von Plastowitz, westlich von Schwiehalm gegen Hummeln verläuft.

Für die Beschaffenheit der hier abgelagerten Schichten geben auch größtenteils die Tiefbohrungen Aufschluß. Die untersten Tertiärschichten bestehen demnach, wie die Bohrung bei Brod zeigt, aus grob- und feinkörnigem Quarzsand, der mit lettigen Sandschichten wechselt. Einen weiteren Anhaltspunkt gibt die Bohrung bei Steinkirchen, nach der zu unterst grob- und feinkörnige Sande und Sandsteinschichten auftreten, welche in ihrer Wechsellagerung

[1]) Penck Dr. A., Morphologie der Erdoberfläche, Stuttgart 1894, I. Bd., pag. 337 ff.; II. Bd., pag. 75 ff. und 90 ff.

nach oben zu vor den sandigen Lettenschichten allmählich zurücktreten und dann diesen sowie den feinen dunklen, blauen und besonders roten Lettenschichten langsam Platz machen.

Bei der Untersuchung der Proben dieser untersten Schichten stellt sich der Sand oder Sandstein als beinahe reiner Quarzsand dar, dessen Quarzkörner bei ihrem ziemlich abgerollten Äußeren 2—8 *mm* im Durchmesser nicht übersteigen. Die Farbe dieser Sande ist meist weißlich, seltener etwas gelblich. Nur spärlich kommen an den Enden abgerollte Feldspatkristalle vor, welche dann gewöhnlich einem weißlichen Orthoklas angehören.

Die Lettenschichten haben rote, braune, blaue und graue Färbung und enthalten nur selten Sandkörner eingeschlossen. Der wenige Glimmer ist in kleinen weißen Plättchen vertreten. Nur die untersten Schichten erreichen eine größere Festigkeit und bilden dann feste Sandsteine oder auch vereinzelt graue oder rote Tonschiefer.

Dieser Wechsel der Sande und Tonschichten reicht nach aufwärts und in der durchschnittlichen Tiefe von 100—130 *m* herrschen besonders die roten und graue Tone vor. Da diese Tiefe schon viele Bohrlöcher erreicht haben, so kann dadurch die besonders interessante Tatsache konstatiert werden, daß die Schichten bei ihren Vergleichen eine ziemlich verschiedenartige Beschaffenheit des Materials aufweisen. Es zeichnen sich nämlich einige Orte durch ein besonders grobes Material aus, während andere die schon erlangte Feinheit durch das Vorkommen von feinen Tonen beibehalten. Letztere sind in den verschiedensten Farben vertreten, meist in roten, blauen und grauen, eine untergeordnete Rolle spielen dagegen dunkelgraue oder schwärzliche, gelbe oder weiße Tone. Diese nehmen aber nicht die ganze Mächtigkeit ein, sondern sie sind öfters von Sandschichten unterbrochen, welche entweder feine oder grobe Quarzsande enthalten. Letztere erreichen nur eine Mächtigkeit von 1—3 *m*. Derartige Sandschichten verfestigen sich selten zu einem mürben Konglomerat. Sie sind zumeist durch ein toniges Bindemittel verbunden oder durch eisenhältige Zwischenlagen zu hartem, eisenschüssigem Sandstein ausgebildet.

Während vorerwähnte Schichten im westlichen und im östlichen Teil des Beckens auftreten, weist der innerste desselben in einer Linie: Hummeln, Budweis, Kronfellern, Plastowitz ein besonders grobes Material auf. Die hier in ihrer durchschnittlichen Mächtigkeit von 2—6 *m* vorherrschenden grauen Sandschichten führen sehr große Quarzstücke, sehr gut abgerollte große Kiesel. Die größten unter ihnen sind im südlichen Gebiet zu finden, während sie gegen Norden an Größe abnehmen. Die Untersuchung des Materials von der Budweiser Bräuhaustiefbohrung ergab, daß ebenfalls weißlicher Orthoklas in größeren Stücken im Sande enthalten ist und ebenso schwärzliche und weiße Glimmerplättchen zerstreut vorkommen; dagegen fehlten Stücke von anderen Gesteinen. Untergeordnet treten zwischen diesen groben Schichten Lagen von lettigem Sand oder direkt Lettenschichten mit geringerer Mächtigkeit und grauer sowie rötlicher Färbung auf.

Die groben Sandschichten werden im Nordwesten bei Plastowitz, wo der Grund schon bei einer Tiefe von 65 *m* angetroffen wurde, von wassserführendem Schwimmsand, der eine bläuliche oder grünliche Färbung hat, vertreten.

In diesen Schichten eingelagert, gewöhnlich aber nur im Letten oder Sand, kommen in verschiedener Höhe Kohlenspuren in Form kleiner Schmitzen vor. Ganz sporadisch erscheinen nämlich die Schichten in 10—30 *cm* Dicke von solchen Kohlensubstanzen verunreinigt. Diese zeigen in ihrem Auftreten weder eine Übereinstimmung in bezug auf ihre Höhe, noch erstrecken sie sich auf weite Entfernungen. Dies beweisen offenkundig zwei Bohrungen beim Budweiser Bräuhaus, wo in der einen Kohlenspuren gefunden wurden, während in der 1 *m* daneben befindlichen nicht die geringsten Spuren davon durchbohrt worden. Wie sich aus den Funden bei Bohrungen schließen läßt, sind das jedenfalls nur angeschwemmte und stellenweise abgelagerte kleine Aststücke oder Reste anderer pflanzlicher Substanzen, die uns jetzt als den Schichten eingelagerte Kohlenschmitzen entgegentreten.

Als oberste Schichten stellen sich, wie die natürlichen Aufschlüsse zeigen, hauptsächlich graue bis schwärzlichgraue Tonschichten mit roten überlagernden Tonen dar.

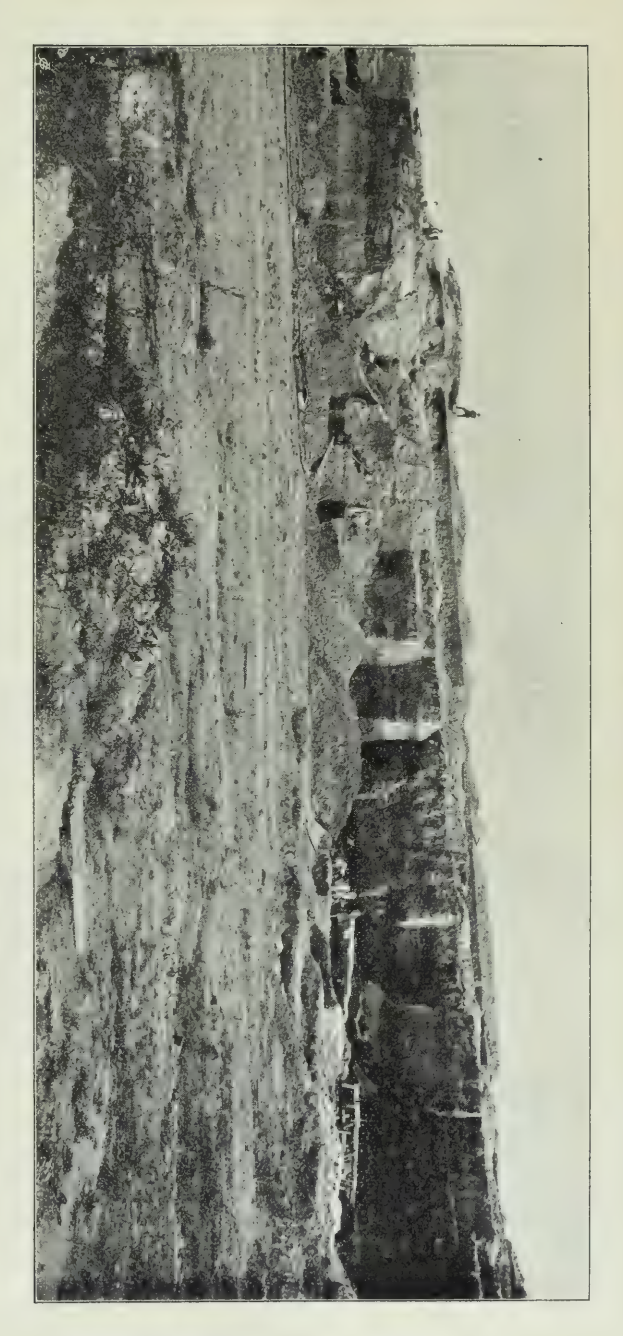
Ein genaues Bild von der Wechsellagerung dieser obersten Tonschichten, die in der Umgebung von Budweis am reichlichsten auftreten und daselbst überall in den großen Ziegeleien Verarbeitung finden, gibt uns Fig. 2. Hier sowie in den umliegenden Aufschlüssen sieht man die Tone teils in Wechsellagerung mit sehr dünnen Sandschichten, teils nur eine verschiedene Färbung annehmen. In Fig. 2 tritt zu unterst eine dunkle rötliche Tonschicht von 1 *m* 20 *cm* Stärke auf, die stellenweise von dünnen rötlichgelben Sandstreifen durchzogen wird. Darüber lagert gelblichgrauer Ton, der auf unserem Bilde als lichtere Schicht erkennbar ist. Aber auch diese Schicht ist nicht überall gleich mächtig, sondern verschmälert sich stellenweise und läßt die liegende und hangende Tonschicht mächtiger werden. Nach einer dunkelgrauen Tonschicht folgt zu oberst eine rötliche, dann graue Sandschicht von über 2 *m* Mächtigkeit, deren Material hier zum größten Teil durch die Abräumarbeiten weggeschafft und in den obersten Sandhaufen noch vorhanden ist.

Die in der gleichen Höhe in der Waldstrecke Blanna bei Zliw mächtig auftretenden vollständig reinen grauen Tone werden dort zur Schamottewarenerzeugung verwendet.

Unter diesem feuerfesten grauen und ockergelben Ton lagert in Blanna bei Zliw Roteisenstein, der auch noch bei Bida auftritt. Die Eisensteine, die neben Rot- stellenweise auch Brauneisensteine [1]) umfassen, finden sich im Budweiser Becken nur an einigen Stellen in geringmächtigen Lagen, während im Wittingauer Tertiärbecken außer Braun- auch Toneisensteine auftreten, die zu-

[1]) Hanamann Dr. J., Über die Bodenbeschaffenheit und das Nährstoffkapital böhmischer Ackererden. Archiv der naturw. Landesdurchforschung von Böhmen, XI. Bd., Nr. 1, pag. 29 ff.

Fig. 2.



Die obersten Tonschichten des Tertiärs mit den darüber lagernden groben Sanden und Schottermassen beim Ziegelschlag östlich von Budweis.

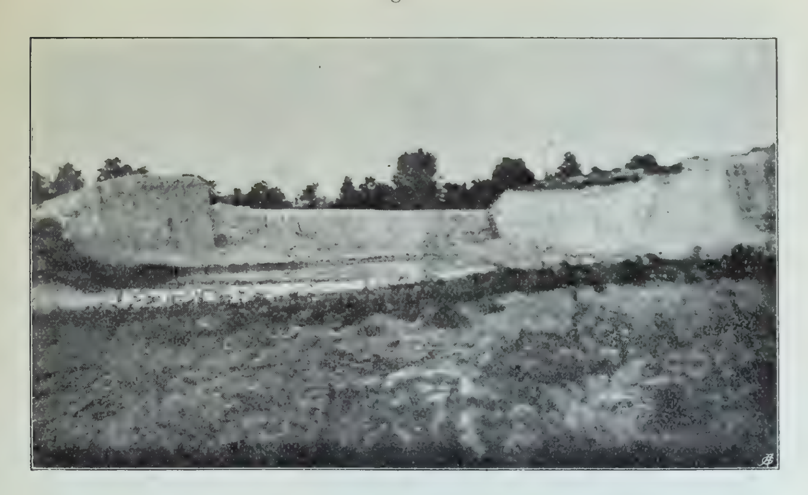
gleich mit denen des Budweiser Tertiärs einen durchschnittlichen Eisengehalt von 20—30% aufweisen. Deshalb wurden sie auch früher an manchen Orten, wie bei Bida, Gutwasser, Zahay und Schwiehalm abgebaut und in Eisenwerken, besonders in Adolfstal, verschmolzen.

Zwischen den Tonschichten treten dünne Schichten von feinem, lockerem gelblichen oder rötlichem Sand auf. In diesem eingelagert finden sich vorzugsweise in den Ziegeleien längs der Straße Budweis—Brod und Umgebung sowie bei Frauenberg Stücke von verkieselten Hölzern.

Wie die Karten der k. k. geologischen Reichsanstalt zeigen, breiten sich diese Tone über den größten Teil des Budweiser Beckens aus und werden nur teilweise von Sand und Sandsteinen oder Schotter ersetzt, wobei aber auch die Sande kein einheitliches Aussehen haben.



Fig. 3.



Sandschichten östlich von Dirnfellern.

Besonders nordwestlich von Zliw, bei Zahay, Frauenberg und Hartowitz findet sich ein grauer, lettiger, fester Sandstein. Diese Schichten erreichen besonders bei Zliw eine große Mächtigkeit mit einer deutlichen Schichtung. Die Sande an den übrigen oberflächlichen Stellen haben einen mehr lockeren, körnigen Charakter. Von dieser Beschaffenheit sind die Sandsteine, die über den Tonen nahe dem Ostrande des Beckens, hauptsächlich bei Dirnfellern, auftreten. Hier lagern (siehe Fig. 3) die Sandschichten in ziemlicher Mächtigkeit und lassen eine deutliche Schichtung erkennen. Die durchschnittlich über erbsengroßen runden Quarzkörner von grauer und oft gelblicher Färbung sind hier durch ein weißes toniges Bindemittel ziemlich verfestigt.

Endlich ist noch an manchen Stellen in den Tonen oder über den Sanden eine sehr harte eisenschüssige Sandsteinschicht zu treffen, die sich von den anderen Sandsteinschichten durch ihre

groben Bestandteile und das eisenhältige Bindemittel sowie durch ihre geringe Mächtigkeit von 4—6 *cm* unterscheidet und teils weithin sichtbar, teils nur mehr in einzelnen Stücken vorhanden ist. Ihr Auftreten ist nicht an eine bestimmte Höhe gebunden, wie es ihr Vorkommen bei Branischen, Bida, Neudorf und im Süden bei Kaplitz beweist.



Eine Gliederung der Schichten oder eine Einteilung derselben auf Grund der Bohrungen und deren Material ist insofern unmöglich, da diese in ihrer Wechselfolge von unten bis oben einen beinahe gleichartigen Charakter aufweisen. Nur in Anbetracht der Kohlen-

Fig. 4.



Strandbildungen bei Bida.

bildung am Rande und im Becken selbst kann man eine solche Teilung, wie sie von den früheren Forschern[1]) angenommen wurde, in eine untere und obere Abteilung gelten lassen. Man muß demnach die über 380—400 *m* über dem Meere lagernden Schichten zur oberen Abteilung zählen.

Daß aber mit Ausnahme der Kohle die Schichten der oberen Abteilung sich so stark von denen der unteren Abteilung unterscheiden, wie vielfach angegeben wurde, trifft nicht zu, da wir auch in den oberen Schichten eine Wiederholung in der Wechselfolge von verschiedenfarbigen Tonen und Sanden haben. Diese oberen Schichten

[1]) Čžižek J., Das Budweiser Tertiärbecken. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1854, pag. 215.

erstreckten sich sicherlich einmal über das ganze Gebiet, während sie jetzt nur die ganze Westseite von Hummeln bis Branischen einnehmen, am Eisenbühel sogar bis nahe an Budweis heranreichen und im Süden bei Bienendorf-Steinkirchen die größte Erstreckung aufweisen. Durch die erodierende Tätigkeit der Maltsch und Moldau im Süden sowie durch die von Norden und Westen her der Moldau zufließenden Bäche erlagen diese obersten Schichten der Abtragung und Wegschwemmung, wodurch sich die jetzige Oberfläche des Tertiärgebietes von Westen und Nordwesten gegen den Lauf der Hauptentwässerungslinie, den Lauf der Moldau gegen Frauenberg zu, abdacht.

Besonders interessant sind die Tertiärbildungen, die uns nordwestlich von Bida, bei der Hardtmuth'schen Schlemme, erhalten sind und eine Höhe von 420—430 *m* erreichen. Hier lagert unter einer grauen sandigen Humusschicht (siehe Fig. 4) rötlicher Ton, der eine Schicht roten eisenschüssigen Sandsteines, der hier stellenweise eine Mächtigkeit von 1—2 *dm* erreicht, enthält. Unter diesem liegt eine mächtigere Schicht eines gröberen Sandes, der bläuliche, rötliche und braune Streifen aufweist. Letztere durchziehen 4—8 *cm* dicke weiße Tonschichten, die sich auf Fig. 4 in den ganz weißen Streifen sichtbar machen. Dieser weiße Ton, der nur hier in größeren Mengen auftritt und den Schichten eingelagert ist, wurde früher zur Steinguterzeugung verwendet. Im Liegenden erscheint fester Sandstein, der durch ein weißes toniges Bindemittel verfestigt ist. In dem Sandstein, der aus vollständig abgerollten Quarzkörnern gebildet wird, wechsellagern Schichten feinen mit Schichten gröberen Kornes. Da sich auch an vielen Stellen im festen Sandstein eine typische Diagonalschichtung findet, so läßt diese Ablagerung deutlich eine Strandbildung erkennen.

Was die im Innern des Beckens westlich von Budweis, am Eisenbühel, auftretende Kohlenbildung betrifft, so existieren darüber nur sehr spärliche Berichte und Aufzeichnungen. Die Kohlenschichten befinden sich daselbst in einer Höhe von beiläufig 413—418 *m* über dem Meere und treten in zwei Flözen auf, die außer einem 2 *m* mächtigen Zwischenmittel eine Gesamtmächtigkeit von 3 *m* besitzen. Die noch vorhandenen Halden der schon seit langem abgebauten Kohle zeigen erdige Braunkohle mit sehr viel kompaktem und schwärzlichem Lignit, der hier den größten Anteil an der Kohlenbildung hat.

Eine Analyse aus der Abbauzeit zeigt folgende Angaben [1]:

	Prozent
Wasser	16·5
Asche	16·0
brennbare Substanz	67·5

Wärmeeinheiten 3932.
100 Teile brennbare Substanz 5825 Kalorien.

[1]) Hauer K. v., Über das Verhältnis des Brennwertes der fossilen Kohlen in der österreichischen Monarchie zu ihrem Formationsalter. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1863, pag. 312.

Südlich davon im Hummler Walde findet sich ebenfalls etwas Kohle, die aber zugleich mit der am Eisenbühel schon längst abgebaut ist.

Über diesen Kohlenschichten erscheinen besonders im Süden bei Bienendorf neben grauen und braunroten Tonen hauptsächlich feine oder gröbere Sande, die sich öfters zu grobem Sandstein, stellenweise zu Konglomeraten verfestigen, wobei sie nicht selten grauen Ton linsenförmig eingeschlossen enthalten. Am Eisenbühel und westlich davon treten in gleicher Weise rote Tone oder grobe Sande auf. Überlagert werden diese Schichten von einer meist 2 *m* mächtigen Schotterlage, die sich entweder auf den höchsten der Tertiärschichten oder am Rande derselben erhalten hat. Dieselbe enthält vor allem große und kleine, wohl abgerundete Quarzstücke oder Stücke von Gesteinen, von denen am meisten der dunkelglimmerige Gneis und Glimmerschiefer vorhanden ist, untergeordnet nehmen schöne Stücke von Sillimaniten, Andalusiten und Granuliten mit schönen Cyanitkörnchen daran teil. In diesem Hangendschotter kommen am Westrande der Ebene in einem Streifen, der in NNW—SSO-Richtung den Westrand begleitet, die sogenannten Moldavite vor und werden dort auch schon seit mehr als hundert Jahren gefunden. Über deren Ursprung wurde schon viel gefabelt, bis vor kurzem F. E. Suess[1]) ihre kosmische Herkunft untrüglich nachgewiesen hat. Ihr Vorkommen erstreckt sich vom Koroseker Hof und der Umgebung von Budweis in einem sanften Bogen auf etwa 30 *km* Länge gegen Netolitz.

Nach dem Auftreten des Schotters muß man ihm unbedingt tertiäres Alter zuschreiben.

Was die Lagerung der Schichten betrifft, so kann man hier bei den meisten Tiefbohrungen eine Übereinstimmung in nahezu horizontaler Lagerung erkennen. Die Schichtflächen lassen auch stellenweise, wie Fig. 2 zeigt, einen sanft wellenförmigen Verlauf ersehen. Dabei ist aber leicht zu konstatieren, daß die Schichten an Mächtigkeit nicht überall gleich bleiben, sondern schon an ganz nahen Punkten wechseln und so sich manchmal verengen und beinahe ganz auskeilen, während andere wieder mächtiger werden.

Nachstehendes Profil (siehe Figur 5), das durch die ganze Budweiser Ebene von Süden bei Steinkirchen bis nach Norden zu den letzten tertiären Ausläufern nördlich von Neusattl bis zum Strpskyteich reicht, gewährt einen guten Einblick in die Lagerung der untersten Schichten und zeigt uns noch so manches, was früher besprochen wurde.

Nach der in der Nähe des Grundgebirges und somit in der Nähe des Einbruches gelegenen Steinkirchner Bohrung, die uns die tiefsten Aufschlüsse gibt, sehen wir die Schichten in der Hummler Gegend, also im Einflusse der Moldau gelegenen Gebiete, die groben Sand- und Schotterschichten vorherrschen, während sie gegen Nordwesten,

[1]) Suess F. E., Die Herkunft der Moldavite und verwandter Gläser. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1900, pag. 217.

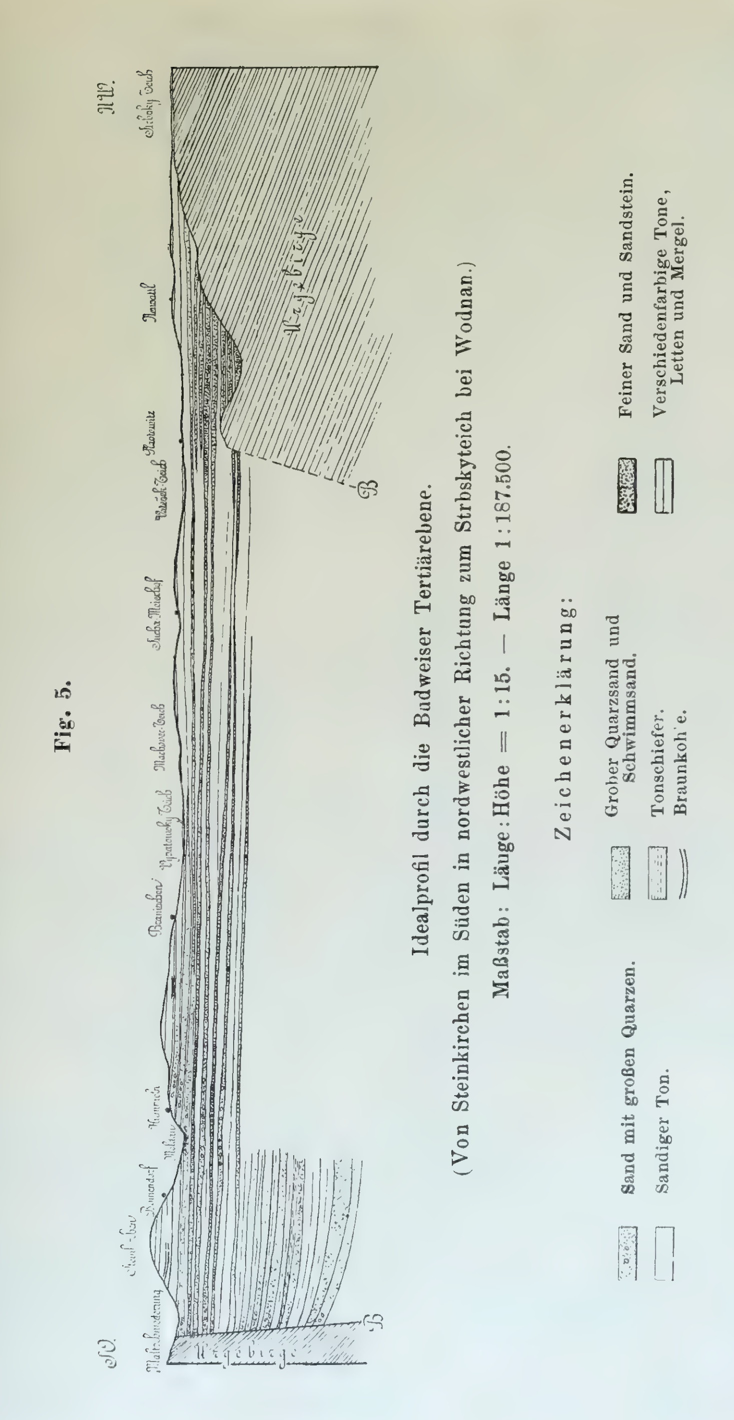


Fig. 5.

Idealprofil durch die Budweiser Tertiärebene.

(Von Steinkirchen im Süden in nordwestlicher Richtung zum Strbskyteich bei Wodnan.)

Maßstab: Läuge : Höhe = 1 : 15. — Länge 1 : 187.500.

gegen den Sucha-Meierhof an Mächtigkeit abnehmen und an ihre Stelle mit großer Stärke verschiedenfarbige Tone treten.

Zugleich ist auch eine gute Grenze zwischen den Schichten, besonders den Tonschichten, deshalb nicht immer genau zu finden, da diese oft ein buntes Bild von sehr dünnen und rasch wechselnden verschiedenfarbigen Schichten zeigen und manchmal sogar durch Aufnahme von Sand allmählich in Sandschichten übergehen, was besonders für genaue Tiefbohrungen sehr schwierig zu erkennen ist. Dies zeigte sich besonders bei der Anfertigung des Profils durch das Budweiser Tertiär. In den oberen Schichten zeigt sich an vielen Orten ein unbedeutendes Einfallen derselben unter 3—7° nach N. Dieses ist im Süden und Westen der Ablagerungen öfters nachweisbar.

Dagegen haben die Schichten bei Blanna und bei der Hardtmuth'schen Schlemme westlich von Bida (siehe Fig. 4), die aber nur Randbildungen sind, ein Einfallen nach S. Da aber derzeit die Tiefenaufschlüsse nirgends zugänglich sind, so ist eine nähere Einsichtnahme unmöglich. Ganz isoliert steht eine Bemerkung Katzers[1]), der in einem Schurfschachte am Westrande des Beckens bei Gutwasser ein durchschnittliches Einfallen der Schichten unter 28° nach W verzeichnet.

Ob sich diese Schichtstellung, die ganz gut das Ablagerungsresultat der dort einmal einmündenden Gewässer sein kann und somit einen abgeböschten Schuttkegel oder ein Delta vorstellen würde, auf eine weitere Erstreckung ausdehnt, muß bei dem Mangel an Aufschlüssen daselbst noch unbeantwortet bleiben.

Kohlenführende Randbildungen.

Die Tertiärablagerungen des Budweiser Beckens reichen an den meisten Stellen noch ziemlich weit in die Ausbuchtungen und Niederungen des Gneisgrundgebirges hinein, woselbst aber hauptsächlich nur die obersten Schichten zur Ablagerung gekommen sind.

Von diesen Bildungen, die mit Ausnahme des südlichen Ostrandes das ganze Tertiärbecken umgeben, haben die kohlenführenden eine größere Bedeutung, weshalb sie auch im folgenden einzeln besprochen werden sollen.

Dobřejitz.

Nordöstlich von Frauenberg erstreckt sich von der Moldau gegen Osten hin eine Tertiärinsel, die durch die Ablagerung westlich von der Moldau, beim Ziegelofen, einst mit dem Tertiärbecken in Verbindung gestanden ist. Sie reicht zungenförmig ohne große Breite, zu beiden Seiten von nahe herantretenden Höhen eingeschlossen, anfangs gegen Osten, dann gegen NO. Die Mächtigkeit dieser muldenförmigen Ablagerung nimmt von 20 *m* im Westen zu und erreicht im Innern eine durchschnittliche Tiefe von 30 *m*, die gegen den Nord-

[1]) Katzer Dr. Fr., Zur näheren Kenntnis des Budweiser Binnenlandtertiärs. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 312.

ostrand zu wieder geringer wird. Hier sind nur mehr feine Letten und höchstens in der Tiefe feiner Sand zu finden, während gegen die Moldau zu das Material immer gröber wird. Als Liegendes finden sich wenig mächtige Schichten von grauem und gelblichem Sand, der in bunter Wechsellagerung von meist blauen und grünen, seltener weißen und auch sandigen Letten überlagert wird. Dann tritt erst in grauen oder schwarzen Letten eingelagert die Kohle auf, über der wieder dunkle Letten mit mehr Sand vorherrschen. Folgende Schichtenfolge [1]), die von der Mitte der Mulde stammt, zeigt uns eine sehr bunte Aufeinanderfolge der Letten, wobei in den Hangendschichten der Kohle auch lichte, sogar weiße Letten auftreten.

Art der Schichten	Mächtigkeit Meter	Gesamtteufe Meter
Humus	0·30	0·30
Grauer Letten	1·20	1·50
Dunkelgrauer Letten	1·00	2·50
Grauer, gelb gestreifter Letten	0·65	3·15
Lichtgelber Schlamm	0·15	3·30
Gelbbrauner Schlamm	0·30	3·60
Dunkelbrauner Schlamm	0·70	4·30
Brauner Letten	0·70	5·00
Grauer Letten	0·70	5·70
Weißer Letten	0·50	6·20
Weißgrauer Letten	0·60	6·80
Grauer Letten	0·30	7·10
Graubrauner Letten	0·30	7·40
Weißgelber Schlamm	0·85	8·25
Brauner Letten	0·75	9·00
Weißgelber Schlamm	1·35	10·35
Weißer Schlamm	0·70	11·05
Weißgrauer Letten	0·95	12·00
Gelber Letten	0·40	12·40
Grauer Letten	0·45	12·85
Rotbrauner Letten	0·80	13·65
Schwarzer Letten	2·45	16·10
Schwarzblauer Letten	0·45	16·55
Schwarzer Letten	0·30	16·85
Braunkohle, weich	2·10	18·95
Wasserschicht.		
Schwarzer Letten	0·15	19·10
Braunkohle	0·30	19·40
Schwarzblauer Letten	0·40	19·80
Grauer Letten	0·40	20·20
Gelber Letten mit Lignit	0·25	20·45
Schwarzgrauer Letten	0·20	20·65
Braunkohle	1·85	22·50
Schwarzer Letten	0·70	23·20
Grauer Letten	1·70	24·90
Weißblauer Letten	0·60	25·50
Grauer Sand	1·20	26·70

Die bereits abgebaute Kohle ist durch Einlagerung einer beiläufig 1 *m* mächtigen Lettenschicht in zwei Flöze geschieden, welche

[1]) Im Prager Landesmuseum für das Königreich Böhmen sind Proben eines ganzen Bohrloches.

bei einer Mächtigkeit von 3·50—4 *m* eine flachwellige Lagerung aufweisen, von der beiliegendes Profil (siehe Tafel XVII) einen Längsdurchschnitt bringt. Stellenweise finden sich noch teils im Zwischenmittel, teils im Hangenden örtlich geringe Kohlenflözchen. Die Kohle ist in den oberen Teilen sehr stark moorig, während sie gegen unten zu in Braunkohle und echten Lignit übergeht. Darin finden sich noch deutlich erhaltene, wenig veränderte Holzstämme, die nach Feistmantel[1]) meist aus Nadelholz bestehen. Eine von der geologischen Reichsanstalt gemachte Analyse zeigt folgende Angaben:

	Prozent
Kohlenstoff	25·04
Wasserstoff	2·33
Sauerstoff und Stickstoff	10·92
Schwefel verbrennlich	2·01
Wasser	44·15
Asche	15·55

Gesamtschwefel 2·19 Prozent.
Kalorien aus der Analyse berechnet 2049.
Wärmeeinheiten nach Berthier 2369.

Wolleschnik.

Eine zweite kohlenführende Mulde erstreckt sich nördlich von Zahay, von Mydlowar bis Wolleschnik und darüber hinaus gegen NO, wo sie eine Gneiskuppe umlagert und an die Höhen noch hinanreicht. Wie aus den Tiefbohrungen ersichtlich ist, setzen sich die Tertiärablagerungen, abgesehen von wenigen Sandschichten, hauptsächlich aus verschiedenfarbigen Letten zusammen, deren überwiegende Mächtigkeit in der ganzen Mulde vorherrscht. Nur bei Mydlowar, wo diese Ablagerungen mit denen des Beckens in breitem Zusammenhange stehen, findet man in den obersten Schichten rötlichgelbe feine Sande, die bei einem tonigen Bindemittel nur Quarzkörner von 2—4 *mm* Durchmesser enthalten.

Ein genaueres Bild gibt uns folgendes Bohrloch nördlich von Mydlowar. Hier wurden in zwei Bohrlöchern außer weißen Tonen auch rote Eisensteine gefunden, die in einem Bohrloch unter, in dem anderen über der Kohle abgelagert sind. Gegen innen zu, gegen Wolleschnik, wird das Material immer feiner und geht bald in sehr feinen Letten über, der in den oberen Schichten stellenweise schlammartig ist.

Art der Schichten	Mächtigkeit Meter	Gesamtteufe Meter
Humus	0·45	0·45
Grauer Sand	0·65	1·10
Gelber lehmiger Sand	0·90	2·00
Gelber Lehm	0·30	2·30
Grauer Tegel	0·20	2·50

[1]) Feistmantel Dr. O., Über die Permformation zwischen Budweis und Frauenberg. Sitzungsberichte der kgl. böhm. Gesellschaft der Wissenschaften 1873, 1872, pag. 87.

Art der Schichten	Mächtigkeit Meter	Gesamtteufe Meter
Brauner Tegel	0·70	3·20
Schwarzer Tegel	0·40	3·60
Kohle	3·10	6·70
Grauer Letten	0·90	7·60
Kohle	1·20	8·80
Schwarzer Letten	0·90	9·70
Schwarzer, grauer Letten	1·50	11·20
Schwarzer Letten	0·10	11·30
Kohlenausbiß	0·10	11·40
Grauer Letten	0·10	11·50
Weißer Letten	0·40	11·90
Weißgrauer Letten	0·60	12·50
Grauer Letten	1·00	13·50
Grünsandiger Letten	1·00	14·50

Die Kohle ist hier am mächtigsten abgelagert und besitzt ohne Zwischenmittel teilweise eine Mächtigkeit von 10 *m*, im Durchschnitte aber schwankt diese zwischen 5—8 *m*. In ihrer Ablagerung lassen sich drei Flöze erkennen, die aber nicht sehr deutlich ausgeprägt sind, sondern sowohl an Stärke schwanken als auch durch Einlagerung von dünnen Lettenschichten ziemlich oft verunreinigt sind. In gleicher Weise finden sich auch im Liegenden und im Hangenden der Kohle zahlreiche Kohlenschmitzen, die in der Mitte der Mulde besonders zahlreich auftreten. Gegen Norden zu werden die Flöze immer kompakter, womit auch die Reinheit derselben zunimmt. Sie zeigen eine sanfte Anlagerung an das Urgebirge (siehe Tafel XVII).

Die Beschaffenheit der Kohle ist in den unteren und oberen Teilen sehr unrein, schlammig oder lettig, in dem mittleren Flöz dagegen mehr kompakter. Sie besteht aus mooriger Braunkohle mit häufig kleinen Lignitstücken und weist folgende Zusammensetzung auf:

	Prozent
Kohlenstoff	21·22
Wasserstoff	1·72
Sauerstoff und Stickstoff	7·24
Schwefel, verbrennlich	5·25
Wasser	53·20
Asche	11·37

Gesamtschwefel 5·88 Prozent.
Kalorien aus der Analyse berechnet 1721.
Wärmeeinheiten nach Berthier 1978.

In der Braunkohle finden sich viele deutlich erhaltene Reste von Zweigstücken und anderer Pflanzenteile, die aber nur im frischen Zustande bestimmbar sein könnten, was nach Auflassung der dortigen Kohlengruben derzeit unmöglich ist. Da aber sonst keine tieferen Aufschlüsse vorhanden sind, so macht sich hier gleichfalls der scheinbare Mangel an Pflanzenabdrücken geltend.

Schwarzdorf.

Zahlreicher als auf der Ostseite ist das Kohlenvorkommen in den nordwestlichen Ausläufern der Tertiärablagerungen, wo die Kohle aber weder eine große Mächtigkeit noch eine ziemlich weite Erstreckung aufweist, dafür aber an vielen Stellen auftritt. Die nördlichste dieser Kohlenmulden, die erst vor kurzem teils überhaupt, teils besser aufgeschlossen wurden, ist die Schwarzdorfer, deren Tertiärschichten sich einerseits gegen Libejitz, anderseits gegen den Rabin-Meierhof hinziehen und nur im Süden durch einen schmalen Arm mit dem Tertiär im Zusammenhange steht. Die Kohle tritt daselbst zwischen Klein-Mallowitz, Nestanitz und Schwarzdorf auf und dürfte sich vielleicht gegen Süden hin bis zum vorerwähnten Meierhof fortsetzen, wo schon im Jahre 1852 [1]) Kohle aufgeschlossen wurde.

Die Ligendschichten der hier jedenfalls nicht sehr mächtigen Ablagerung bilden grüne und blaue Letten, auf denen die Kohle mit darüber befindlichen schlammartigen braunen, gelben und auch rötlichen Letten lagert. Daß hier der gesamte Schichtenkomplex eine beinahe völlige Übereinstimmung aufweist und die durch eine etwa 70 *cm* mächtige Lettenschicht in zwei Flöze getrennte Kohle sehr rein und kompakt sich vorfindet, ist jedenfalls der abgeschlossenen Lage dieser Mulde zuzuschreiben. Die Schichten lagern beinahe horizontal (siehe Tafel XVII) und sind in fast gleicher Mächtigkeit über die Mulde verbreitet. Nachstehendes Profil gibt uns die Reihenfolge derselben wieder.

Art der Schichten	Mächtigkeit Meter	Gesamtteufe Meter
Humus	0·40	0·40
Ton, grau, gelb	1·10	1·50
Lehm, gelb, sandig	2·10	3·60
Schlamm, licht, grau und gelb	0·70	4·30
Schlamm, grau, braun	2·70	7·00
Schlamm, grau, blau	1·00	8·00
Schlamm, grau, grün	1·30	9·30
Letten, schwarz, grau	0·70	10·00
Kohle	0·50	10·50
Letten, schwarz, grau	0·50	11·00
Kohle	2·40	13·40
Letten, blau	0·60	14·00
Letten, grün	0·75	14·75

Wolschowitz.

Weitere Kohlenbildungen finden sich südlich davon in der Tertiärablagerung, die sich aus der Umgebung von Selc gegen Westen hinzieht und hier zwischen Anhöhen besonders weit in das Gneisterrain hineinragt. Zwischen Hlaska und Hlawatetz beginnend reicht die nördliche dieser Kohlenbildungen in südwestlicher Richtung gegen Wolschowitz. Die ungefähr 40 *m* mächtigen Schichten führen zu unterst feine grüne Sande und Letten, auf die nach einem einzigen Kohlen-

[1]) Balling Fr., Über das Vorkommen des Lignits in der Tertiärformation, dann des Anthrazits. Österr. Zeitschrift für Berg- u. Hüttenwesen 1853, pag. 353 ff.

flöz braune, grüne und rötliche Letten und als Hangendschichten gelbliche Sande folgen. Die Kohle, ausnahmsweise nur in einem über 4 *m* starken Flöz vertreten, ist in dem tiefer liegenden (siehe Tafel XVII) Teile bei Hlawatetz sehr naß, fast breiartig, während sie in ihrer höheren Lage bei Wolschowitz mehr kompakter erscheint. Sie besteht aus erdiger Braunkohle und Lignit und enthält wie bei Wolleschnik zahlreiche Pflanzenreste eingelagert. Die Schichtfolge dieses Gebietes zeigt uns ebenfalls nachstehendes Profil.

Art der Schichten	Mächtigkeit Meter	Gesamtteufe Meter
Humus	0·50	0·50
Letten, gelb, grau, sandig . . .	1·00	1·50
Letten, gelb, grau gestreift . .	0·50	2·00
Letten, lichtgrau	2·60	4·60
Letten, gelb, braun gestreift .	1·40	6·00
Letten, grau, gelb gestreift . .	1·40	7·40
Letten, braun, gelb gestreift .	1·40	8·80
Kohle	4·70	13·50
Sand, grün, lettig	1·50	15·00

Hlawatetz.

In gleicher Richtung gelagert erscheint uns nur etwas südlicher davon eine zweite Kohlenmulde, welche der vorerwähnten in mancher Hinsicht vollständig gleicht. Die Kohle, ebenfalls nur in einem einzigen Flöz vertreten (siehe Tafel XVII), reicht nämlich aus der tieferen Lage bei Hlawatetz zwischen zwei Gneisgipfel über eine Welle hinweg und breitet sich dann wieder aus. In dem tieferen Teile aber ist sie durch eine 10 *cm* mächtige Lettenschicht auf eine kurze Strecke in zwei Bänke geteilt und weich, dagegen lagert sie in dem höheren so fest und kompakt, daß sie beim Abbau herausgerissen werden mußte. Ihre Beschaffenheit ist dieselbe wie in den obigen Fundorten, nur daß sie hier viel seltener Abdrücke von Pflanzenbestandteilen enthält. Die Hangend- sowie Liegendschichten sind stellenweise von kleinen Kohlenputzen verunreinigt und führen bei einem etwas häufigeren Auftreten von dunklen, blauen und gelben Letten im übrigen dieselben Lettenschichten wie die Kohlenmulde bei Wolschowitz.

Korosek.

Nach der Kohlenbildung im westlichen Teil des Tertiärbeckens, am Eisenbühel, tritt erst eine solche in der Tertiärmulde auf, die zwischen Hummeln und Payreschau beginnend nach Westen reicht, wo sie durch einen unbedeutenden Gneisrücken von der zungenartigen, bis Lippen sich erstreckenden Tertiärhalbinsel getrennt wird. Daß gerade hier im Süden, wo der Zufluß erfolgte, eine solche Kohlenbildung vor sich gehen konnte, erklärt sich nur aus dem Umstande, daß gegen die Ebene zu die Mulde ziemlich abgeschlossen ist. Sie weist zwei Erweiterungen auf, die eine östlich von Zawraten, die zweite und größte in der Umgebung des Koroseker Meierhofes. Nach der Lage der Mulde zu schließen, kann man hier nicht ebenso feines

Material vermuten wie in den nördlichen Kohlenablagerungen. Während sich bei Hummeln feines Quarzgeröll und Sande finden, gehen diese gegen Westen zu in feinen Sand über und erreichen in der Mitte beim Koroseker Meierhof eine große Feinheit, wo auch nur mehr graue und grüne Letten sowie teilweise rotbraune Tone vorherrschen. Dagegen treten am Rande Sandschichten auf, die meist eine gewisse Festigkeit erlangen und manchmal sogar als grobkörnige Sandsteine vorkommen.

Daß diese Tertiärablagerungen einmal noch ziemlich mächtiger waren, beweist eine um beiläufig 16 *m* über dem jetzigen Niveau der Muldenmitte liegende Sandbildung, die bei einer deutlichen Schichtung eine horizontale Lagerung der Sandschichten aufweist. Grobe Sande überlagern hier feine, welch letztere teilweise graue Lettenschichten eingeschlossen enthalten. In den grauen Sanden treten 2—3 *mm* dünne, dunkelbraune, feine Sandschichten auf, die bei genauerer Untersuchung neben untergeordnetem Glimmer kleine Stückchen Serpentin, selten aber ziemlich verwitterte Pyrope führen. Die Herkunft dieses Materials ist ganz nahe zu suchen.

Was die Kohlenbildung betrifft, so erscheinen hier wieder zwei deutlich durch eine beiläufig 1—2 *m* mächtige Lettenschicht getrennte Flöze, von deren Vorkommen in diesen Tertiärablagerungen folgendes Profil uns genauer belehrt. Die Flöze weisen bei einer etwas welligen Lagerung (siehe Tafel XVII) in der Umgebung von Černoduben und des Koroseker Meierhofes die größte Mächtigkeit sowie Reinheit der Kohle auf, wogegen im östlichen Teile das Hangende viel mehr mit Kohlenputzen vermengt ist. Nach den Fundstücken in den Halden scheint diese Kohle der von Wolleschnik ziemlich zu gleichen, enthält aber sicherlich etwas mehr Schwefelkies als jene.

Art der Schichten	Mächtigkeit Meter	Gesamtteufe Meter
Humus	1·00	1·00
Lehm, gelb, sandig	1·60	2·60
Ton, dunkelgrün	0·40	3·00
Letten, braun	0·50	3·50
Lignitkohle	1·00	4·50
Letten, braun	0·50	5·00
Letten mit Kohle	1·00	6·00
Letten, grünlich	1·80	7·80
Sand, rot	0·20	8·00
Letten, braun	1·00	9·00
Letten mit Kohle	0·50	9·50
Lignitkohle	1·40	10·90
Ton, grün	2·80	13·70
Sand, grün	4·00	17·70

Steinkirchen.

Von ungleich größerer Bedeutung aber waren die Kohlenlager bei Steinkirchen, deren Abbau auch schon eingestellt ist. Diese erstrecken sich über ein nicht sehr umfangreiches Terrain, nördlich von Steinkirchen etwa vom Bache an bis gegen Norden, wo in einer Entfernung von beiläufig 200 *m* bereits eine Gneiskuppe sich findet,

gegen Westen setzen sie sich ebenfalls nicht sehr weit fort. Da, wie erwähnt, der Grund des Tertiärs bei 300 *m* noch nicht erreicht wurde (siehe Anhang I), so hat es den Anschein, als ob dieses Gebiet schon zum inneren Teil der Ablagerungen gehörte. Bezüglich der Tiefe kann dies wohl gesagt werden, was aber den Zusammenhang betrifft, so ist diese Bildung teilweise vom Becken abgeschlossen. Der von Payreschau gegen Südosten sich hinziehende Serpentinrücken, der in kurzer Entfernung in einer oberflächlich sichtbaren Gneiskuppe seine Fortsetzung erfährt, dürfte auf eine weitere Bodenschwelle hindeuten, die das erwähnte Gebiet von den nördlichen Ablagerungen teilweise isoliert. Die Richtigkeit dieser Annahme beweist das von der Umgebung, besonders vom Hummler Gebiete, völlig verschiedene Material, das hier nur aus feinen blauen und braunen Letten und gelben Sanden und Sandsteinen besteht, während sich nördlich davon, bei Hummeln und Budweis, Schotterlagen und grobe Sande finden.

Die Kohle liegt in einer Höhe zwischen 413—419 *m* und wird durch eine braune Lettenschicht gleichfalls in zwei Flöze getrennt von etwa 5 *m* Gesamtmächtigkeit. Darüber befindet sich noch eine dritte Braunkohlenschicht, die aber sehr verunreinigt ist. Am mächtigsten lagert die Kohle unter dem Bergwerk und steigt gegen Norden sowie gegen Osten etwas an. Die Beschaffenheit derselben ist die gleiche wie bei den nördlichen Vorkommnissen.

Kleinere Kohlenbildungen.

Außer diesem Vorkommen tritt noch an manchen anderen Stellen Kohle auf, die aber meist ohne nähere Untersuchung geblieben ist und daher auch keine größere Bedeutung erlangt hat. Am südlichsten ist ihr Auftreten beim Plawnitzer Bräuhaus, wo am Südosthang des Tales schon im Jahre 1853 Bohrungen unternommen wurden, die unter 6—7 *m* mächtigen Letten drei geringe Kohlenflöze von je 30—40 *cm* Mächtigkeit aufschlossen. Da aber südlich und westlich davon bereits durchweg bunter Letten und dahinter Gneis vorkommt, erwies sich die geringe Mächtigkeit als örtlich sehr bebeschränkt und Balling[1]) stellte deshalb die Ansicht auf, daß ehemals die Hauptablagerung des Lignits in dem jetzigen Plawnitztal gewesen sei und diese beim Durchbruch der Gewässer weggerissen wurde. Daß die Kohle hier früher einmal eine größere Verbreitung hatte, mag richtig sein, aber deshalb ist noch nicht an eine Hauptniederlage zu denken, was die späteren Ausführungen beweisen sollen. Ganz vereinzelt findet sich auch etwas Kohle bei Prabsch.

Beim Rabin-Meierhof[1]) wurde schon im Jahre 1853 Kohle gefunden und das durch die Bohrlöcher aufgeschlossene Gebiet zeigte drei übereinander lagernde Flöze von wechselnder Mächtigkeit und muldenförmiger Lagerung. Ein Zusammenhang dieser Kohlenschichten mit denen bei Schwarzdorf ist zwar naheliegend, jedoch nicht er-

[1]) Balling Fr., Über das Vorkommen des Lignits in der Tertiärformation, dann des Anthrazits. Österr. Zeitschrift für Berg- u. Hüttenwesen 1853, pag. 353, 365 und 371 ff.

wiesen, da die Kohle nicht einmal die ganze Tertiärablagerung beim Meierhof ausfüllt. Unter den dunklen Lettenschichten wurde die Kohle überall breiartig aufgeweicht mit eingelagerten Lignitstücken vorgefunden. Nur in ihrem obersten Teile zeigten sie eine kompaktere Beschaffenheit.

Desgleichen wurde durch neuere Bohrungen bei Böhmisch-Lhota Kohle in einigen Bänken angetroffen, die durch stark verunreinigte Lettenschichten getrennt sind.

Endlich tritt noch in zwei abgeschlossenen kleinen Becken, bei Radomilitz und bei der Aujezder Remise, Kohle auf. In ersterem Vorkommen soll sie ein nordöstliches Einfallen haben. Ohne große Erstreckung lagert die aufgeweichte Kohle muldenförmig und bildet ihr nördlichstes Vorkommen, das mit dem Budweiser Becken noch in Verbindung zu bringen ist.

Aus diesen ausführlichen Beschreibungen zeigt sich mit voller Deutlichkeit die Tatsache, daß die Braunkohle im Budweiser Tertiärbecken kein allzu beschränktes Verbreitungsgebiet hat, sondern in meist isolierten Partien über das ganze Tertiär sich ausdehnt. Bei Betrachtung ihrer Höhenlage erkennt man nun eine klare Übereinstimmung der Kohlenflöze, die insgesamt in einer Höhe zwischen 420—390 *m* über dem Meere vorkommen, also nur in ihrem höchsten und niedrigsten Auftreten eine 30 *m* hohe Differenz aufweisen; die Hauptmasse der Kohle aber lagert nur in einem Zwischenraum von 20 *m*. Dabei zeigt sich auch im Süden eine höhere Lage zwischen 419—412 *m*, während gegen Norden zu die Flöze etwas tiefer liegen und im äußersten nördlichen Vorkommen zwischen 405—395 *m* abgelagert erscheinen. Beim vollständigen Fehlen von Störungen wird dadurch die gleichzeitige Entstehung der Kohle bewiesen und die Ansicht [1]) widerlegt, daß die nördlichen Kohlenbildungen nur durch Ablagerung der im Süden weggeschwemmten Kohlenlager ihre Entstehung fanden.

Das berechtigt aber noch nicht zur Annahme, daß vielleicht das ganze Budweiser Becken einmal in dieser Höhe mit einer gemeinsamen Kohlenschicht bedeckt gewesen ist. Wie schon teilweise früher angedeutet wurde, finden sich aber in den Ablagerungen, welche über die Höhe von 420 *m* emporragen, an den meisten Stellen keine Kohlen, was im Süden bei Bienendorf und westlich vom Eisenbühel der Fall ist. Aber nicht einmal der ganze Nordrand des Beckens war von einer einzigen Kohlenbildung betroffen worden, sondern auch da findet sich die Kohle, wie Bohrungen im Zablater Walde, bei Neusattl und teilweise beim Rabin-Meierhof zeigten, nur auf gewisse Stellen beschränkt.

Demzufolge kann sie also hauptsächlich nur in Vertiefungen entstanden sein, die nahe am Westrande des einstigen Sees im Grundgebirge sich finden oder in vom Becken mehr oder weniger abgeschlossenen seichten Mulden,

[1]) Balling Fr., Über das Vorkommen des Lignits in der Tertiärformation, dann des Anthrazits. Österr. Zeitschrift für Berg- u. Hüttenwesen 1853, pag. 353 ff.

die mit Ausnahme von Steinkirchen und wahrscheinlich auch am Eisenbühel meist nur eine Tiefe von 20—50 *m* aufweisen. Nur das Vorkommen am Eisenbühel ist etwas unerklärlicher, aber auch dieses muß jedenfalls als eine lokale Entstehung auf einem erhöhten Gebiete im Einflußraum der südlichen und südwestlichen Gewässer angesehen werden.

In diesen kohlenführenden Ablagerungen finden sich zu unterst Letten und feiner Sand, während aber im Hangenden der Kohle anfangs dunkle, graue und blaue Letten und dann meist etwas grobkörnige Sande folgen. Darin nimmt die Kohle in ihrer oft wechselnden Mächtigkeit von durchschnittlich 5—8 *m* entweder eine sanft wellige Lagerung ein oder sie reicht durch Anschmiegung an den Untergrund in das Urgebirge etwas hinein, wodurch dann eine geringe Neigung der Schichten gegen auswärts entsteht. Durch 0·50—2 *m* mächtige Lettenschichten wird sie meist in zwei oder drei Flöze getrennt, selten aber erscheint sie in einem Flöz, was nur bei Wolschowitz und Hlawatetz der Fall ist. Dabei weist die Kohle in den isolierten kleinen oder in ziemlich abgeschlossenen Mulden eine bedeutende Reinheit auf, wogegen sie aber dort, wo ein direkter Zusammenhang mit dem Becken vorhanden ist, mit sehr lettigen Schichten verunreinigt ist. Eine größere Kompaktheit hat sie auch nur in höher gelagerten Flözen, in niedrigen dagegen ist sie durch das Wasser vollständig aufgeweicht und erhält dadurch ein breiartiges Aussehen.

Sie besteht hauptsächlich aus erdiger Braunkohle mit festen Lignitstücken und enthält in ihrer Zusammensetzung im Gegensatze zu anderen Braunkohlenvorkommen im Durchschnitte nur 22—26% Kohlenstoff, dagegen aber regelmäßig beiläufig 50% Wasser.

Ihre Bildung erfuhr sie jedenfalls durch Ablagerung einer Sumpfvegetation, die an einigen dafür günstigen Stellen sich entwickeln konnte. Wie die Ligniteinschlüsse sowie das Vorkommen von mächtigen verkohlten Stämmen im Nachbarbereiche der Kohlenbildung zeigen, haben auch Baumarten an derselben teilgenommen.

Da aber bis jetzt keine Sammlung der in den Kohlenschichten oder auch in dem Hangendletten sicher vorkommenden Pflanzenabdrücke stattfand und derzeit bereits alle Kohlengruben aufgelassen sind, so ist man auf die im Nachbargebiete gemachten Funde angewiesen, über die unten gesprochen werden soll. Aus den vorerwähnten Eigenschaften der Kohle, besonders dem hohen Schwefelkiesgehalt und dem Umstande, daß der Abbau derselben überall eingestellt wurde, erkennt man ihren geringen Wert für größere industrielle Unternehmungen, und die noch vorhandene Kohle wird wahrscheinlich auch deshalb, mag sie auch an manchen Stellen nicht einmal noch vollständig bekannt sein, wieder auf längere Zeit ungestört dem Schoße der Mutter Erde erhalten bleiben

Es unterscheidet sich somit diese Kohlenbildung sehr wesentlich von den mächtigen nordböhmischen Braunkohlenformationen [1].

---

[1]) Laube Dr. G. C., Geologische Exkursionen im Thermalgebiete des nordwestlichen Böhmens, Teplitz, Karlsbad, Eger. Franzensbad, Marienbad, pag. 22 ff Leipzig 1884.

Kohlenfreie Randbildungen und isolierte Tertiärinseln.

Die größte Mannigfaltigkeit weist das dem Budweiser Becken gegen Norden vorgelagerte Gebiet auf, wo sich in verschiedenen zungen- und halbinselförmigen Ausbuchtungen die Tertiärablagerungen weit auf den Gneis hinauf erstrecken. Nördlich von Plastowitz, wo in einer gegen 60—90 *m* großen Vertiefung des Grundgebirges grobe Sande, Schwimmsand und sandige Letten sich abgelagert finden, tritt in der Umgebung von Zbudau in den oberen Schichten etwas gröberes Material mit Schottersteinen auf, während in den unteren verschiedenfarbige Tone und Letten teils sandig, teils sehr fein und schlammig vorherrschen. Weiter im Norden bei Nakři setzen sich die Tertiärschichten nur mehr aus wechsellagernden grauen, blauen, grünen und wenig rot gefärbten Letten, sowie feinem, schlammigem Quarzsand zusammen, erreichen aber an dem nahe anstehenden Gneis ihr Ende. Desgleichen lagern bei Neusattl und im Zablater Walde feine gelbe Sande und hauptsächlich graue und schwärzliche Tone und Letten.

In diesen Ablagerungen, die zwischen Plastowitz-Nakři mit dem Becken in unmittelbarem Zusammenhang stehen, erkennt man vor allem eine deutliche, gegen Norden hin zunehmende Verfeinerung des Materials, die schließlich in den ganz abgesonderten und äußersten Ausläufern nur mehr ganz feines schlammiges Material aufweisen.

Soweit sich die Schichten verfolgen lassen, erkennt man in ihnen eine Übereinstimmung in der Wechselfolge von Letten und Sand und dadurch ebenfalls die Bestimmtheit einer wahrscheinlich fast schwebenden Lagerung derselben.

Wie schon früher erwähnt, findet sich in diesen Ablagerungen, welche den größten Teil der nördlichen Randbildungen ausmachen, keine Kohle eingelagert, sogar nicht einmal Spuren davon, woraus sich ebenfalls die Richtigkeit der früheren Behauptungen von dem örtlich beschränkten Kohlenvorkommen ergibt.

Trotzdem einige derartige Ausläufer bis nahe an Wodňan heranreichen, so besteht dennoch keine Verbindung der südlichen Tertiärablagerungen mit den nördlichen bei Wodňan. Daß aber eine solche einmal bestanden hat, ergibt sich aus der Tatsache, daß nur stellenweise, durch unbedeutende Höhen die südlichen von den nördlichen Ablagerungen getrennt werden, gewöhnlich aber das Tertiär im ebenen Terrain nur auf kurze Strecken die sichtbare Verbindung durch Abtragung verloren hat, was besonders in der Richtung Radomilitz—Strpskyteich der Fall ist.

Im Flanitztale erstrecken sich die Tertiärschichten von Strunkowitz an und erreichen zwischen Barau und Wodňan eine größere Breite, worauf sie sich gegen Protiwin und gegen Norden einerseits, anderseits aber gegen Nordwesten hinziehen und in der Nähe von Heřmann eine beinahe völlige Einengung erfahren. Dagegen aber verbreitern sie sich beim Zusammenfluß der Flanitz mit der Wottawa zu einem sehr ausgelappten Becken, das gleichfalls Kohle eingelagert enthält.

Da dieses Gebiet mit dem Budweiser Becken doch nur in entfernter Beziehung in Betracht kommt und da Bohrungen erst in Angriff genommen sind, so muß von der Untersuchung dieser gewiß auch interessanten Ablagerungen abgesehen werden. Aber auch im West- und Ostrand des Beckens erstrecken sich die Tertiärgebilde noch darüber hinaus und bilden mehr oder minder mächtige und langgestreckte Ausläufer, wie die bereits angeführten von Blanna und bei Bida. Desgleichen erstreckt sich auch im Westen das Tertiär vom Dechternteich über Groß-Čekau gegen Lippen, wo eine größere Ausbreitung desselben stattfindet.

In den höheren Schichten weist dieses Gebiet feine Quarzsande, darüber lichtblaue und graue Letten auf, die durchgängig eine 3 *mm* dünne Kohlenschicht enthalten. Die Schichten dieser Ablagerung erreichen eine durchschnittliche Höhe von 420—430 *m* über dem Meere, während aber die des Beckens an die östlichen Abhänge des trennenden Gneisrückens hinanreichen. Am Westrande dieser Bucht aber ist das Tertiär noch besser erhalten und kommt bei Groß Čekau bis zu einer Höhe von 450 *m* vor, ja vereinzelte tertiäre Schotterlagen finden sich noch höher gelagert.

Aus der Lage und dem Vorkommen jener kohligen Schicht könnte vielleicht auch hier Kohle vermutet werden, die sich aber auch an dieser Stelle nicht mächtig zeigen dürfte.

Dergleichen tertiäre Gebilde finden sich auch noch im Süden des Beckens bei Prabsch und dann noch südlich von Steinkirchen, wo aber diese meist nur durch Schotterlagen vertreten sind und sich auch weniger weit ausdehnen.

Aber es treten außerdem noch isolierte und vom Becken weit abliegende Tertiärgebilde auf.

So finden sich noch auf dem südlichen Abhange des Böhmerwaldes gegen die Donau in einer größeren buchtartigen Ausweitung südlich von Freistadt[1]) unbedeutende Tertiärbildungen in Verbindung mit groben Schotterlagen, welch letztere sogar längs der Bäche eine weite Verbreitung aufweisen. Wie die Aufschlüsse zweier Ziegelöfen erkennen lassen, liegt auf dem sehr stark verwitterten Grundgebirge, dem grobkörnigen Granit, der nicht sehr mächtige Quarzschotter. Darüber breiten sich zweifellos ganz junge Lehmbildungen aus. Die Schotterlagen weisen besonders westlich von Freistadt eine größere Mächtigkeit auf. Dieser kleine Lappen hat jedenfalls seine Entstehung der lokalen Ausweitung zu verdanken und stand mit den nördlichen Tertiärbildungen in keiner näheren Beziehung, da die zwischen diesen und den Tertiärablagerungen bei Kaplitz emporragenden Höhen keine Verbindung zuließen. Dies beweisen ja auch die Höhen selbst, wo nirgends weder tertiäre Ablagerungen noch überhaupt Spuren einer einstigen Wasserbedeckung anzutreffen sind.

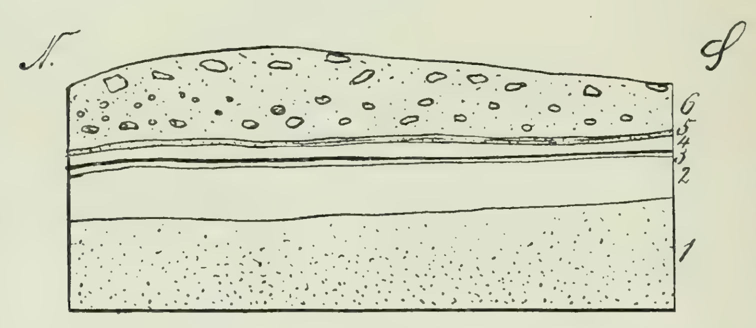
Die südlichsten Ausläufer des Budweiser Tertiär beginnen erst

[1]) Suess F. E., Bau und Bild der böhmischen Masse, pag. 105.

mit der mächtigen Ablagerung in der Umgebung von Kaplitz, wo sie ein ausgedehntes Gebiet einnehmen. Hier erstrecken sie sich dem linken Ufer der Maltsch entlang aus der Umgebung von Einsiedl bis etwas über Kaplitz hinaus, indem sie bei Stiegesdorf und westlich von Kaplitz die größte Mächtigkeit erlangen.

An die westlichen Anhöhen reichen die Schotter beinahe bis zum Bahngeleise hinan und erlangen somit eine Höhe von 620—630 *m*. Sie finden sich hauptsächlich in der Humusschicht eingelagert, wo aber noch tertiäre Sande und Tone auftreten, sind die Schottermassen diesen in den obersten Schichten eingelagert. Sie bestehen meist aus kopfgroßen, wohl abgerundeten Quarztrümmern. Stellenweise findet man sogar im Sande unter der Humusschicht Quarze mit $^1/_2$ *m* Durchmesser. Derartige Schottermassen, die lediglich aus Quarzen be-

Fig. 6.



Profil einer Tongrube westlich von Kaplitz.

1. Grauer Sand, nach oben zu immer feiner werdend . . . . . 2·8 *m*
2. Lichtgrauer Ton, sehr fett . . . . 1·0 *m*
3. Schwärzlichgrauer Ton mit einer dünnen Kohlenschicht . . 0·2 *m*
4. Lichtrötlicher Ton . . . . 0·3 *m*
5. Verschiedenfärbige dünne Sandschichten . . . . 0·2 *m*
6. Humusschicht mit Quarzgeröll, oben Gesteinsstücke . . . . 1·4 *m*

stehen, finden sich in den obersten erdigen und sandigen Schichten der Ziegelei bei Stiegesdorf.

Unter diesen lagern in einer Höhe von 605—610 *m* Sandschichten, in denen dunkelgraue und lichtgraue dünne Sandschichten mit rötlichen und gelben abwechseln. Nach unten zu wird das Korn der Sandschichten immer gröber und sie enthalten dann kugelig abgerundete erbsengroße Quarzkörner. Diese sind mit feinstem Sand und Ton verbunden. Darunter folgt ein sehr zäher lichtgrauer und dann braungelber Ton, der sehr fett ist und meist nicht die geringste Verunreinigung durch Sandkörner aufweist. Nur stellenweise findet man kleine Kohlenstücke eingelagert.

Einen tieferen Einblick in den Schichtenkomplex dieser Tertiärbildung gewähren die Tongruben westlich von Kaplitz. Unter der Humusschicht (siehe Fig. 6), die zu oberst mit Gesteinsstücken, dann mit ab-

gerollten Kieseln vermischt ist, lagert eine Sandschicht, die sich aus sehr dünnen millimetermächtigen Streifen eines rötlichen, gelben und grauen Sandes zusammensetzt. Den Sanden zu oberst eingelagert findet man auch hier die im Budweiser Becken verbreitete rote eisenschüssige Sandsteinschicht stellenweise in 4—5 *cm* Dicke vor. Darunter folgt lichtrötlicher Ton, der im Liegenden in eine schwarze Tonschicht übergeht, deren oberster Teil in der Mächtigkeit von 0·05—0·1 *m* aus rein kohligen Bestandteilen gebildet ist. Diese Kohlenschicht läßt in den breit gedrückten Pflanzenmassen deutlich die Anwesenheit von Pflanzenstengeln erkennen, enthält aber auch größere Holzstücke. Diese Pflanzenteile ähneln in ihrem Aussehen vollständig den bei den Kohlenschürfungen des Budweiser Beckens zutage geförderten Kohlenstücken. Dies deutet darauf hin, daß sich auch hier eine noch mächtigere Kohlenschicht finden könnte, die aber jedenfalls auch minder bedeutend wäre.

Nach einer 1 *m* mächtigen lichtgrauen Lettenschicht stößt man auf grauen Sand, der gegen unten zu an Korngröße zunimmt. Diese Ablagerungen reichen bis nach Kaplitz zur Maltsch herab und zeigen dort rötliche Tonschichten. Die in dieser Ablagerung auftretenden fetten lichtgrauen Tone werden an einigen Stellen zur Töpferei verwendet.

Die Schichten zeigen meist eine Anlagerung an das Grundgebirge und ein Fallen von einigen Graden in der Richtung gegen Kaplitz.

Bei Netrobitz und Lutschenitz sind nur mehr tertiäre Geröllmassen, bestehend aus größeren Kieseln von rötlicher Farbe, die selten in sehr lokal beschränkten tertiären rötlichen Tonen eingelagert, meistens aber in großer Anzahl dem Humusboden aufgelagert sind.

Längs des Maltschitzbaches bei Mirkowitz, bei Moyne, Goldenkron und Řimau-Pašnowitz trifft man neben diesem für die südlichen Gebiete charakteristischen groben Gerölle kleine tonige Ablagerungen an, die aber bei ihrer Zusammensetzung aus Quarzgerölle und dunkelbraungelbem erdigen und sandigem Ton mit denen des Budweiser Beckens nicht recht übereinstimmen, da außer Quarzen auch Gneisstücke eingelagert sind. Ob wir diese Tone bestimmt zum Tertiär rechnen können, ist nicht ganz sicher, da beim Fehlen aller Versteinerungen nur das Material in Betracht kommt. Da sie auch meistens längs eines Baches auftreten, so ist dies noch schwieriger. Nur die Gleichartigkeit der Schotterlagen in der Färbung und deren Vorkommen läßt sie als gleiche Gebilde erscheinen.

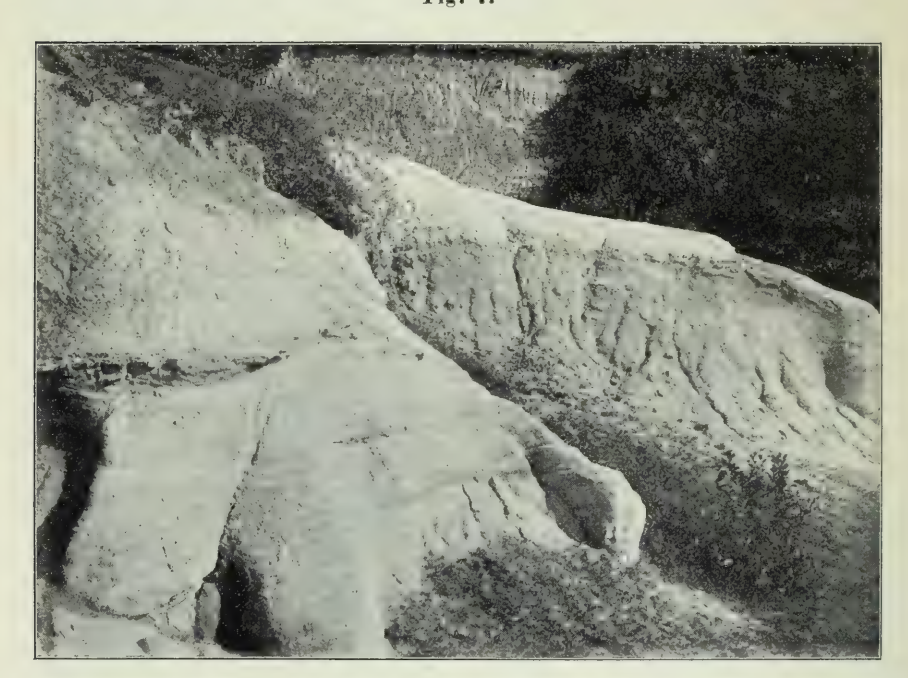
Desgleichen findet sich im Borywalde massenhaft Quarzgerölle im gröberen oder feineren Sand oder im Humus eingelagert, wobei ihre Größe dem Becken zu scheinbar abnimmt.

Von besonderer Bedeutung aber sind die Ablagerungen, die sich auf dem südlichen Teil des die beiden Ebenen trennenden Gneisrückens befinden und von Hermannsdorf in länglicher Erstreckung gegen Osten bis in die unmittelbare Nähe der Wittingauer Tertiärablagerungen reichen. Sie weisen jedenfalls eine große Mächtigkeit auf, da an den Seiten dieser muldenförmigen Bildung die Tertiärschichten ziemlich hoch bis gegen 470—480 *m* hinanreichen, während

in der Mitte der durchfließende Zborowbach die Schichten abgetragen hat. An einigen Aufschlüssen ergeben sich die Ablagerungen vorzugsweise als Sand- und Schotterbildungen. In den tiefsten Aufschlüssen herrschen gelbe feine Sande neben dünnen grauen Lettenschichten vor. Darüber lagern rötliche Tone und abwechselnd grobe und feine Sandschichten von verschiedener Farbe und zu oberst tritt meist eine durchschnittlich 6—7 *cm* dicke eisenschüssige Sandsteinschicht auf.

Eine typische Strandbildung zeigt uns am nördlichen Rand dieser Ablagerung beistehendes Bild (Fig. 7). Hier treten zu unterst mächtige Sandschichten auf, deren Material aus erbsen- bis wallnuß-

Fig. 7.



Strandbildung in der Neudorfer Ablagerung östlich von Hables.

großen, wohl abgerundeten Quarzkörnern besteht. Diese durch ein weißes toniges Bindemittel stark verfestigten Sandschichten weisen abwechselnd Schichten gröberen und feineren Kornes auf. Dabei zeigen sie sehr deutlich eine starke Diagonalschichtung. Wie eine Schutzdecke breitet sich darüber auch hier eine eisenschüssige Sandsteinschicht aus, über der erst die roten und grauen Tone lagern, weshalb sie auch der abtragenden Tätigkeit des Wassers mehr ausgesetzt und dieser auch in höherem Maße, wie Fig. 7 zeigt, als die unteren Sandsteinschichten erlegen sind.

Die Schichten liegen horizontal und verraten nur teilweise, wie auch obiges Bild zeigt, eine kleine Anlagerung an das Urgebirge. Infolge

ihrer Größe, Ausdehnung und hohen Lagerung ist auch hier eine Kohlenbildung nicht ausgeschlossen.

Außerdem finden sich noch auf dem Gneisrücken zwei kleine Tertiärgebilde, die in ziemlich eingeschnittenen Niederungen vorkommen und Tone aufweisen. Aber auch Schottermassen mit unbedeutenden Tonschichten finden sich in der Umgebung von Třebotowitz und Kallischt, erlangen sogar westlich von Kallischt auf den Wiesen eine Mächtigkeit von beiläufig einem Meter.

Dagegen treten in größerer Anzahl solche Gebilde im Norden des Beckens längs der Moldau auf und führen neben Schotterlagen, die sich vereinzelt auch von der Moldau entfernt in seichten Einschnitten finden, meist Tonschichten. Diese enthalten ebenfalls erdigen und sandigen Ton und erreichen mit horizontaler Lagerung stellenweise eine große Festigkeit und Mächtigkeit. Solche Partien sind stets nur in kleineren Erweiterungen des im Gneis sehr eingeengten Flußlaufes der Moldau anzutreffen, wo sie dann teils in ihrem Niveau, teils über demselben lagern. Nur bei Moldautein und nördlich davon erreichen sie eine größere Ausdehnung, woselbst die Moldau von mannigfach verzweigten größeren Niederungen umgeben ist.

Jüngere Bildungen.

Die Tertiärschichten erfuhren im Laufe der Zeit eine große Abtragung und Umformung. Die eingreifendsten und erfolgreichsten Abtragungen fanden im Süden des Budweiser Tertiärbeckens statt und legten die Oberfläche viel tiefer. Aber nicht nur in dieser Erosion und Denudation ist die Wirksamkeit des Wassers in der Folgezeit gekennzeichnet, sie gibt sich auch noch weiters in teilweisen jüngeren Ablagerungen zu erkennen. Abgesehen von einer nicht sehr mächtigen Humusschicht, die über der Tertiärschicht überall lagert, sind nur stellenweise längs den Bächen jüngere Bildungen erhalten.

In dem stellenweise abflußlosen, versumpften Gebiete ist hauptsächlich eine bedeutende Torfbildung[1]) begünstigt worden und zur Entwicklung gelangt, so daß die Niederungen des Budweiser Beckens zugleich mit denen des Wittingauer Tertiärs als die torfreichsten Gebiete von ganz Böhmen anzusehen sind. Längs den Flüssen, hauptsächlich aber an den Teichen hat sich diese junge Bildung vollzogen und nimmt mit den anmoorigen Gründen eine große Fläche ein.

Diluviale und alluviale Ablagerungen trifft man nur in den Schotterlagen längs der Flußläufe der Moldau und der Maltsch, hauptsächlich aber nach ihrem Zusammenflusse, von wo sich ein breiter Streifen grober Geröllmassen, bestehend aus verschiedenen Quarzen, Gneis, Granulit, Glimmerschiefer und Granit und anderen Gesteinsarten bis zum Ausflusse aus dem Tertiärbecken hinzieht. Nur diese müssen als jüngere Alluvionen der Flüsse angesehen

[1]) Sitensky Dr. F., Über die Torfmoore Böhmens in naturwissenschaftlicher Beziehung mit Berücksichtigung der Moore der Nachbarländer. Archiv der naturw. Landesdurchforschung von Böhmen, VI. Bd., Prag 1889, pag. 55.

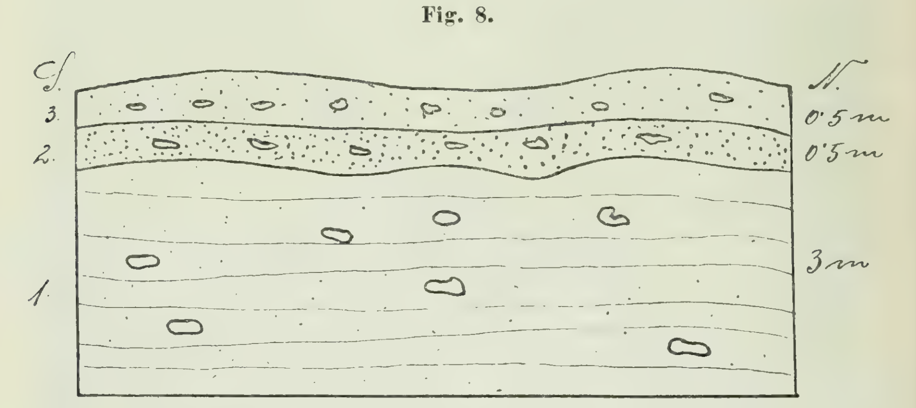
werden, während die sonst sich über dem Tertiär befindlichen Schotterlagen jedenfalls zu letzterem zu rechnen sind.

Begünstigter war die Bildung diluvialer und alluvialer Ablagerungen in der Umgebung des Tertiärbeckens, in den Tälern des Grundgebirges, auf deren Verbreitung hier aber infolge der Fülle des Stoffes nicht näher eingegangen werden kann.

Erwähnenswert ist aber eine Flußterrasse längs der Maltsch bei Teindles, die wahrscheinlich diluvialen Alters ist. Diese befindet sich am linken Ufer der Maltsch in einer Höhe von 420—425 *m* und nimmt eine ziemliche Ausbreitung ein.

Wie beigegebenes Profil (Fig. 8) zeigt, hat man zu unterst eine rotbraune Schicht sandiglehmiger Beschaffenheit, in der vereinzelt faustgroße Geröllstücke, durchwegs aus wohl gerundeten grauen und

Fig. 8.



Profil einer Diluvialterrasse längs der Maltsch bei Teindles.

1. Sandiger Lehm, mit wenig grobem Schotter.
2. Humus mit einer losen Gesteinsschicht.
3. Humus mit großen Kieseln.

rötlichen Quarzen bestehend, eingelagert sind. Diese Quarze sind jedenfalls aus Abschwemmungen älterer Bildungen, wahrscheinlich des Tertiärs und nachträglicher Ablagerung entstanden, worauf das Aussehen dieser Quarze vollständig hindeutet.

Über dieser 3—4 *m* mächtigen Schicht, in der man eine etwas undeutliche Schichtung erkennen kann, lagert bereits der Humus mit einer Einlagerung kantiger Gesteinsmassen, die in den obersten Teilen vereinzelten abgerundeten kleinen Quarzgeröllen Platz machen.

Als die jüngsten Zeugen des tertiären Sees sind die Teiche anzusehen, die das Budweiser, besonders aber das Wittingauer Becken aufweist. Die beiden beinahe vollständig ebenen Gebiete zeigen eine wahre Teichplatte, wo die Teiche mit ihren glitzernden Wasserflächen als letzte Reste der einstigen Seebildung erhalten sind. In ihnen vollziehen sich die jüngsten Ablagerungen in geringer Schlammbildung, wodurch ihre Tiefe, die im größten Teich des Budweiser Beckens,

im Bezdreverteich, höchstens 8 *m*, in den übrigen nur wenige Meter beträgt, stetig verringert wird und sie dadurch ihre einstige volle Austrocknung und ihr Verschwinden selbst verursachen, wenn sie nicht künstlich erhalten bleiben.

Das Alter der Tertiärablagerungen.

Obwohl die Einreihung dieser Ablagerungen in eine Zeitepoche durch Reuß [1]) bereits erfolgt ist, so gründet sich diese aber nur auf einige in den Toneisensteinen des Wittingauer Beckens gefundene Petrefakten, die sich lediglich als Pflanzenabdrücke erwiesen und nach Reuß als Reste einer eigentümlichen Torfvegetation zu betrachten sind. Derartige Pflanzenreste vom Wittingauer Tertiär finden sich vor allem im Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien und im Prager Landesmuseum und sie stellten sich uns hauptsächlich als Angehörige der Gattungen: *Vaccinium*, *Arbutus*, *Andromeda*, *Quercus* und *Salix* dar.

Wenn wir uns aber nach solchen Fossilresten aus den Tertiärablagerungen des Budweiser Beckens umsehen, so macht sich uns anfänglich ein in manchen Abhandlungen bereits ausgesprochener vollständiger Mangel [2]) bemerkbar und man glaubte deshalb auf ein gänzliches Fehlen derselben im Budweiser Tertiär schließen zu können. Allein wie aus einigen im Frauenberger Museum und in dem der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien vorgefundenen, hierher gehörigen Pflanzenabdrücken sowie aus meinen Untersuchungen hervorgeht, trifft dies nicht zu, sondern ist vor allem in der Spärlichkeit der Aufschlüsse zu suchen, hauptsächlich aber in dem Umstande, daß weder beim Abbau der Kohle die daselbst sicherlich vorkommenden Petrefakten gesammelt wurden, noch überhaupt bis jetzt ein eingehendes Forschen danach erfolgte. Daß aber mit Sorgfalt angestellte Untersuchungen der Aufschlüsse nach einiger Mühe von Erfolg begleitet sein würden, geht aus meinen diesbezüglichen Arbeiten deutlich hervor.

Besonders in den kohlenführenden Randbildungen dürfte eine reiche Ausbeute gemacht werden, da sich sogar in den Halden der jetzt aufgelassenen Kohlengruben noch etwas erhaltene Letten- und Kohlenstücke finden, in denen man eine zahlreiche Anhäufung von leider unbestimmbaren Pflanzenbestandteilen erblickt. Wie sich aus einigen geringen Aufschlüssen in der Umgebung von Budweis und besonders bei Gutwasser ergibt, dürften die meisten Funde in einer dunkelgrauen, weithin sichtbaren und auch konstatierten Tonschicht zu erhoffen sein.

Jetzt aber kommen für uns nur die Tongruben in der „Schütteren Blanna“ bei Zliw in Betracht, wo sich auch die einzigen etwas besser erhaltenen Pflanzenabdrücke im grauen und ockergelben Ton sowie

[1]) Katzer Dr. Fr., Geologie von Böhmen, II. Bd., pag. 1426.

[2]) Daneš Dr. J. A., Geomorphologische Studien in den Tertiärbecken Südböhmens. Vorläufiger Bericht. Mitteilungen der k. k. geographischen Gesellschaft in Wien 1906, 49. Bd., Nr. 8 und 9, pag. 436 ff.

im Roteisenstein finden. Durch Abschwemmung aus den benachbarten Kohlenbildungen hierher gebracht, treten sie sehr spärlich und vereinzelt auf. Die massige Beschaffenheit des Tones sowie seine schlechte Spaltbarkeit erschweren noch überdies ihr Auffinden. Daher kann in einer kurzen Zeit nicht die reichste Ausbeute erzielt werden, sondern erst im Laufe geraumer und anhaltender Durchsuchungen der Schichten.

Aber trotz dieser erschwerenden Umstände sind einige Funde gemacht worden, die für die Tertiärbildungen des Budweiser Beckens von Bedeutung sind und schon eine ziemlich sichere Einreihung derselben in eine bestimmte Zeitepoche zulassen. Außer einigen noch unbestimmbaren Pflanzenabdrücken konnten folgende bestimmt[1]) werden:

Sequoia Sternbergi Heer., *Glyptostrobus europaeus Heer.* (mit Zapfen), *Taxodium distichum miocenicum Heer.*, *Juncus retractus Heer.*, *Poacites aequalis Ett.*, *Phragmites oeningensis*, *Arundo*, *Dryandroides lignitum Ettingsh.* und *Sapindus bilinicus Ettingsh*[2]). Wenn auch aus diesen spärlichen Pflanzenabdrücken noch wenig zu ersehen ist, so ergibt sich doch daraus, daß neben Nadelhölzern Gräser vorherrschen.

Bei dem Vergleiche derselben mit der Flora anderer Tertiärbildungen ergibt sich eine völlige Übereinstimmung mit den in den nachbasaltischen Braunkohlenbildungen Nordböhmens vorherrschenden Pflanzenresten[3]) und es hat daher die Einreihung dieser pflanzenführenden Schichten in die helvetische Stufe oder das Mittelmiocän ihre völlige Berechtigung. Ob aber der ganze tertiäre Schichtenkomplex des Budweiser Beckens dahin gehört, kann zwar bis jetzt noch nicht entschieden werden, scheint aber insofern begründet zu sein, als die Tertiärschichten in ihrem Äußern ein ziemlich gleiches Alter aufweisen, wogegen jedoch ihre Mächtigkeit wieder auf das Vorhandensein von älteren Schichten hinweist.

Letzteres scheint aber auch dann der Fall zu sein, wenn man die nordböhmischen[4]) Süßwasserablagerungen in Betracht zieht. Dort liegt gleichfalls zu unterst lockerer und loser oder kompakter Sandstein, Braunkohlensandstein genannt, dem pflanzenführende bunte Tone ein- oder aufgelagert sind. Unmittelbar über diesem Komplex liegt das mächtige Braunkohlenflöz, welches auf weite Strecken, etwa 8—12 *m* mächtig, den hauptsächlichen Kohlenreichtum

---

[1]) Ettingshausen Dr. C. R. v., Die fossile Flora des Tertiärbeckens von Bilin. Wien 1866. Separatabdruck aus dem XXVI. Bande der Denkschriften der kais. Akademie der Wissenschaften. — Engelhardt H., Die Tertiärflora des Jesuitengrabens bei Kundratitz in Nordböhmen. Nova acta, Bd. XLVII, Nr. 3, Halle 1885. — Engelhardt H., Über die Flora der über den Braunkohlen befindlichen Tertiärschichten von Dux.

[2]) Diese Abdrücke befinden sich in der Sammlung des geologischen Instituts der deutschen Karl-Ferdinands-Universität zu Prag.

[3]) Krejči J., Zusammenstellung der bisher in den nordböhmischen Braunkohlenbecken aufgefundenen und bestimmten Pflanzenreste der böhmischen Tertiärflora. Sitzungsberichte der kgl. böhm. Gesellschaft der Wissenschaften in Prag, 1878, pag. 189 ff.

[4]) Laube Dr. Gustav C., Geologische Exkursionen im Thermalgebiete des nordwestlichen Böhmens, pag. 22 ff. — Suess Franz E., Bau und Bild der böhmischen Masse, pag. 188 ff.

des nördlichen Böhmens ausmacht. Darauf folgt eine wechselvolle Serie von Letten und Schiefertonen als Hangendletten bezeichnet. Wechsellagernd mit diesem Hangendletten, ihn unterteufend oder stellenweise ersetzend, sich auch wieder auf ihm ausbreitend, tritt der obere Braunkohlensand und Braunkohlenschotter auf.

Somit sehen wir auch in diesen tertiären Bildungen eine gegen oben zunehmende Verfeinerung des Materials vorherrschen und wir könnten vielleicht auch in den Tertiärschichten des Budweiser Beckens eine derartige Schichteneinteilung vornehmen, aber der Mangel an tieferen Aufschlüssen versagt dereinst dies Beginnen.

Weitere Sammlungen von Petrefakten und noch eingehendere Untersuchungen werden uns sowohl darüber näheren Aufschluß geben als auch die Überzeugung verschaffen, ob in dieser tertiären Seebildung wirklich jegliches tierische [1]) Leben gefehlt hat.

Tektonische Vorgänge im südlichen Urgebirge.

Durch diese Einreihung der Pflanzenfunde und somit der oberen Schichten des Tertiärs in das Mittelmiocän gelangen wir auch zur Lösung der Frage nach der Entstehung des Beckens, das demnach zu Beginn der Miocänzeit seine Bildung erfahren haben muß. Für so gewaltige Störungen, wie wir sie im Budweiser Becken vor Augen haben, können aber nur sehr bedeutende und weithin wirkende Kräfte und Veränderungen der Erdkruste in Betracht kommen.

Derartige lang andauernde und intensive Kräfte sehen wir in Wirksamkeit bei der Aufstülpung der Alpen, die nicht auf einmal erfolgt ist, sondern ihren Anfang tief in der mesozoischen Epoche [2]) hatte und bis an das Ende der Tertiärzeit heraufreicht. Als Ursachen der Aufrichtung der Alpen ersehen wir bei Suess [3]) eine gemeinsame, etwa gegen N oder NO wirkende, durch Hindernisse in bezug auf ihre oberflächlichen Äußerungen ablenkbare, horizontale Kraft. Der Entwicklung der Alpen aber standen im Norden Hindernisse entgegen, darunter auch die böhmische Scholle, wodurch die Alpen in ihrer Streichungsrichtung eine Störung und Ablenkung erfuhren. Infolge dieser Stauung erfolgte an dem Orte der größten Ablenkung eine Senkung, welche uns in dem jetzigen Becken von Wien [4]) entgegentritt. Neben diesem kommen aber sowohl andere inneralpine als auch außeralpine Einbrüche [5]) vor, die der Zeit nach nahe aneinander liegen und vielleicht gleichzeitigen Ereignissen ihren Ursprung verdanken. Der Einbruch des Wiener Beckens und die großen Einbrüche des Ostrandes der Alpen über Graz bis zum Bachergebirge gehören derselben Stufe der Tertiärformation an, welche sehr genau der Süßwassermolasse von Öningen entspricht.

---

[1]) Cžižek J., Das Budweiser Tertiärbecken. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1854, pag. 216.

[2]) Suess E., Die Entstehung der Alpen, Wien 1875, pag. 55—56.

[3]) Suess E., Die Entstehung der Alpen, pag. 46.

[4]) Suess E., Die Entstehung der Alpen, pag. 37.

[5]) Suess E., Das Antlitz der Erde 1885, I. Bd., pag. 278—279.

Blicken wir nun auf die der Entwicklung der Alpen entgegenstehende Masse, auf die böhmische Scholle, so sehen wir diese mit Ausnahme des Donaubruches im großen und ganzen am Rande, besonders am östlichen, ziemlich unversehrt bleiben, im Innern dagegen ist sie von einem ausgebreiteten Netz und einem ganzen System größerer Sprünge und unbedeutender Einbrüche durchzogen.

Besonders der nördliche Teil der Scholle ist von zahlreichen Sprüngen und Spalten durchsetzt, zu denen hauptsächlich die Einbrüche am Fuße des Erzgebirges[1]), die wiederholten parallelen Senkungslinien am Fuße des Iser- und Riesengebirges, in der Silurmulde, die scharfe von Elbeteinitz gegen Südosten ziehende und die von Prag gegen S verlaufende Linie des Moldautales und manche andere angehören. Diese Sprünge und Einbrüche verlaufen meist in nordnordöstlicher Richtung oder letztere beinahe senkrecht kreuzend gegen NW. Untergeordnet aber sind solche mit NS-Richtung, zu denen insbesondere die Linie des Moldautales von Prag gegen S gehört. Aber auch der archäische Süden ist sowohl von derartigen alten als auch jüngeren Sprüngen durchsetzt, die in der Přibramer Lettenkluft, im südöstlichen Teile sowie in unserem Gebiete ihre deutlichen Zeugen haben. Nach den bereits eingangs erwähnten Angaben trägt der zwischen den beiden Ebenen sich erstreckende Gneisrücken besonders bei Hurr unzweideutige Spuren einer gewaltsamen Störung und Verwerfung im Gebirgsbau an sich.

Neben den Erzgängen[2]), dem Lazargang mit nordnordöstlicher Streichungsrichtung und dem nach NNW verlaufenden widersinnigen Gang finden sich noch zahlreiche erzfreie Klüfte und Spalten, ja eine derartige Spaltenbildung wurde sogar in einer Erstreckung von 15 *km* bergmännisch[3]) erschlossen. Eine Verwerfung kann man ebenfalls östlich von Gutwasser, rechts der Straße mit einer Streichungsrichtung nach 54° in W konstatieren.

Desgleichen sehen wir die Permablagerungen von zahlreichen Spalten und Klüften durchzogen, die vorwiegend ihren Verlauf gegen NNO nehmen, während senkrecht auf sie kleinere Spalten, Querspalten auftreten, wovon uns Katzer[4]) in seiner Abhandlung über die Permablagerungen ein lehrreiches Bild gibt. Aber nicht allein dieser Rücken ist von Klüften durchzogen, solche finden sich noch weit im Süden. Eine derartige Verwerfung mit deutlichen Frittungserscheinungen ist südlich von Kaplitz zu treffen und zeigt ein Streichen von N 4° O. Eine andere Kluft ist im Granit längs der Maltsch östlich von Plaben zu sehen, die den mächtigen Granitstock weithin sichtbar mit einem 60° östlichen Streichen durchquert.

Im Hinblick auf diese Tatsachen ist es also keine gewagte oder grundlose Annahme, wenn man die aus der früheren Beschreibung

---

[1]) Laube Dr. G. C., Geologische Exkursionen im Thermalgebiet des nordwestlichen Böhmens, Leipzig 1884, pag. 1—16.

[2]) Jokely J., Beiträge zur Kenntnis der Erzlagerstätte bei Adamstadt und Rudolfstadt im südlichen Böhmen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1854, pag. 107 ff.

[3]) H. van der Kluse, Rudolfstädter Erzbergbaugewerkschaft zu Budweis, pag. 1.

[4]) Katzer Dr. Fr., Die anthrazitführende Permablagerung bei Budweis in Böhmen. Österr. Zeitschrift f. Berg- und Hüttenwesen 1895, pag. 45.

hervorgegangenen Resultate für eine stattgefundene Dislokation, wodurch das Budweiser Becken entstanden ist, sprechen läßt.

An dem steil gegen die Budweiser Ebene abfallenden Gneisrücken haben wir auch eine derartige Spalte, die an einer beim Kalkofen nördlich von Plaben konstatierten Rutschfläche eine Streichungsrichtung von N 6—11° O aufweist und daher dem nordnordöstlichen Kluftsystem angehört (siehe Fig. 1). Wie weit sich diese Bruchlinie gegen Norden fortsetzt und wo die zweite zweifellos in der Richtung des Gneisrandes südlich von Hosin über Frauenberg gegen Nordwesten sich hinziehende Bruchlinie beginnt, kann noch nicht angegeben werden. Im Westen und Norden dagegen verwehren die hohen Tertiärablagerungen jeglichen Einblick. Innerhalb dieser Bruchspalten muß sich die Senkung vollzogen haben.

In bergbaulichen Kreisen wird aber vielfach der Ansicht gehuldigt, daß der Gneisrücken das Resultat einer erfolgten Hebung ist und sich somit der Untergrund des Budweiser sowie des Wittingauer Beckens in der ursprünglichen Lage befindet. Eine Bestätigung meiner Ansicht über die Senkung des Beckens liegt schließlich noch darin, daß, wie bei dem Erzbergbau deutlich zu ersehen ist, die heftigsten Störungen im Gneisrücken durch Klüfte, Verwerfungen, Scharungen und Knickungen der Gänge am Westrande auftreten, sich gegen Osten zu aber verlieren, wodurch die Erzgänge eine ungestörtere Lagerung einnehmen. Da auch letztere im Osten verschwinden, so finden sich am Ostrande des Gneisrückens keine derartigen Störungen mehr, was bei der Hebung des Rückens doch nicht der Fall sein könnte.

Da wir die Schichten des Budweiser Tertiärs der helvetischen Stufe zugezählt haben und die inneralpinen Senkungen, zum Beispiel die des Beckens von Wien und Graz, während oder am Schlusse der ersten Mediterranstufe sich vollzogen haben müssen, so fällt die Entstehung der Budweiser Senkung mit großer Wahrscheinlichkeit der Zeit nach etwas später und ist mit einem Teil der anderen Spalten und Klüfte das Ergebnis der im Süden andauernden Anstauung der Alpen an die unbiegsame und spröde böhmische Scholle. Katzer[1]) schreibt den Erzgängen des Rudolfstädter Gebietes ein jüngeres Alter als Kreide zu, während er die Klüfte, die er infolge der Verrutschung und der dadurch bedingten tonigen Zersetzung des Gneises als Fäulen bezeichnet, jünger als miocän sein läßt.

Ob damit in unserer Scholle noch andere Störungen wie Hebungen oder Senkungen verursacht wurden, kann dadurch nicht angegeben werden.

J. N. Woldřich[2]) kommt in seiner Abhandlung über das Gebiet der oberen Nežarka auch auf die Tertiärgebilde des Wittingauer Beckens zu sprechen und erhält nachstehende Resultate: die

---

[1]) Katzer Dr. Fr., Zur näheren Kenntnis des Budweiser Binnenlandtertiärs. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 311.

[2]) Woldřich J. N., Das Gebiet der oberen Nežarka. Archiv d. naturw. Landesdurchforschung von Böhmen, XI. Bd., Nr. 4, Prag 1898, pag. 59—65 ff.

känozoischen Schichten des Gebietes der oberen Nežarka reichen bei der Bahnstation Popelin zu einer Höhe von 600 *m* über dem Meeresspiegel, zwischen Stolčin und Vilimeč in eine Höhe von 650 *m*, während sie am westlichen Rande des Budweis-Wittingauer Beckens bei Strunkowitz im Böhmerwalde nur eine Höhe von 472 *m* über dem Meeresspiegel erreichen; dieselben ruhen demnach bei Strunkowitz um 128—178 *m* tiefer als in diesem Gebiete. Da sich in den Alpen und Karpathen noch nach der Ablagerung der mittelkänozoischen Schichten eine allgemeine Bewegung offenbart und ihre größte Bewegung in nachmiocäner Zeit stattfand, so ist er der Ansicht, daß auch das böhmisch-mährische Hochland gleichzeitig tektonischen Änderungen unterlag. Hierdurch läßt sich die Erscheinung erklären, daß die Ausläufer des südböhmischen Miocänsees in dem beschriebenen Gebiete bei der böhmisch-mährischen Grenze bis zu einer Höhe von 650 *m* über dem Meeresspiegel, im Böhmerwalde jedoch nur in eine Höhe von 472 *m* reichen, es dürfte somit der betreffende Teil des böhmisch-mährischen Hochlandes durch die faltende Kraft erst nach der Ablagerung der Miocänschichten um wenigstens 178 *m* höher emporgehoben worden sein.

Wenn auch diese Tatsachen sicherlich gewisse Störungen des südlichen Teiles der böhmischen Masse erkennen lassen, so geht doch Woldřich darin zu weit, daß er die Höhe der Tertiärablagerungen bei Strunkowitz, das ist ganz im Westen der Tertiärbildungen zum Vergleiche heranzieht, denn die Denudation hat im Laufe der Zeit viel zu viel die Tertiärschichten zerstört.

Diese Angaben von seiten Woldřichs sowie meine Funde bestimmten Schneider[1]) zu der Ansicht, daß der südliche Teil der böhmischen Masse in nachmiocäner Zeit in vertikalem Sinne gehoben und davon auch der südliche Böhmerwald in Mitleidenschaft gezogen worden sei. Für eine solche Hebung des hohen Böhmerwaldes scheinen, wie Schneider ausführt, Sellners Studien an den Talformen des hohen Böhmerwaldes eher zu sprechen, als für die von letzterem ausgesprochene Meinung, daß das Budweiser Becken Ursache dieser verschiedenen Talformen sei. Einen weiteren Beweis für seine Ansicht findet Schneider noch in dem Umstande, auf den Sellner hinweist, daß die Vorberge des Böhmerwaldes den Charakter eines Peneplains tragen, während der Kammverlauf im Gegensatze zu diesen Vorbergen bedeutend jugendlichere Formen zeigt.

Auch in unserem Gebiete, im Budweiser Tertiär, erreichen in den südlichsten Ausläufern bei Kaplitz und nördlich davon bei Netrobitz die känozoischen Schichten eine Höhe von 610—620 *m* über dem Meeresspiegel. Wenn auch die Ablagerung bei Kaplitz in einer breiten Ausbuchtung liegt und sich ihre Höhe als eine selbständige Bildung erklären ließe, so kann dies doch nicht maßgebend sein, da die Maltsch diese Ablagerung durchfließt und ehedem auch die Wasserzufuhr in das Budweiser Becken von Süden aus erfolgte. Da auch bei Netrobitz und Subschitz die tertiären Schotter eine sehr

[1]) Schneider Dr. K., Physiographische Probleme und Studien in Böhmen. „Lotos“ 1907, Nr. 5, Sonderabdruck, pag. 6.

hohe Lage von weit über 600 *m* einnehmen, so könnte auch hier eine kleine Hebung des Grundgebirges und somit auch der Tertiärschichten stattgefunden haben, was aber kaum der Fall gewesen sein wird. Jedenfalls sind diese Höhen der Ablagerungen davon Zeugen, daß der ganze Zufluß in das Budweiser Gebiet in der Miocänzeit in einem bedeutend höheren Niveau erfolgt ist.

In einer weiteren Abhandlung über das Wolynkatal im Böhmerwalde erwähnt J. N. Woldřich[1]) unter anderen Störungen ebenfalls einen Spaltriß, respektive eine Senkung, die, 9 *km* lang, durchschnittlich 0·5 *km* breit ist und sich von S in der Gegend von Černětitz gegen N bis hinter Vorder-Zborovic hinzieht. Dieser Spaltriß, längs dessen die Wolynka ihren Lauf nimmt, existierte schon zur Miocänzeit.

Aus diesen Untersuchungen läßt sich aber noch nicht angeben, welche Rolle bei diesen Störungen des Grundgebirges das Wittingauer Gebiet gespielt hat.

Während der nördliche Teil desselben von zahlreichen Granitmassen durchschnitten sowie von einzelnen Gneispartien unterbrochen ist und deshalb die Tertiärschichten nur eine geringe Mächtigkeit besitzen können, weist der andere, südlich von Wittingau befindliche Teil, im Innern keine Urgebirgsinseln auf und dieser Umstand dürfte daher für eine größere Tiefe und Mächtigkeit der Tertiärablagerungen sprechen, ja sogar auch hier eine einstige Dislokation des Grundgebirges vermuten lassen.

Die Ausdehnung des Permvorkommens.

Dadurch werden wir nun auch auf die wichtige und wirtschaftlich sehr bedeutende Frage nach der Ausdehnung der an die Budweiser Ebene im Osten teilweise unmittelbar angrenzenden Permschichten hingeführt. Da in den grauen und schwarzen Schiefertonen dieser Ablagerungen ein dünnes Anthrazitflöz eingelagert ist, so wurde schon früher behufs weiteren Abbaues desselben die Frage in Erwägung gezogen, ob die Permschichten unter das Tertiär fortsetzen oder nur auf das kleine Gebiet beschränkt sind. In einigen an den verschiedensten Stellen des Beckens durchgeführten Tiefbohrungen glaubte man das Perm erbohrt zu haben, welcher Ansicht Woldřich[2]) und mit einigem Vorbehalt auch Katzer[3]) in ihren Abhandlungen Ausdruck gaben. In einer neueren Abhandlung spricht sich aber Katzer[4]) gegen ein solches Vorkommen des Perms unter dem Tertiär aus.

Zur Klärung dieser bedeutsamen und noch immer sehr umstrittenen Frage sollen nun die vielen zu diesem Zwecke durchgeführten Tief-

[1]) Woldřich J. N., Das Wolynkatal im Böhmerwalde. Archiv d. naturw. Landesdurchforschung v. Böhmen, Prag 1904, XII. Bd., Nr. 4, pag. 127 ff.

[2]) Woldřich. J. N., Beitrag zur Kenntnis des permischen und tertiären Beckens von Budweis. Resümee. Sitzungsberichte d. k. böhmischen Gesellsch. d. Wissensch., Prag 1893.

[3]) Katzer. Dr. Fr., Die anthrazitführende Permablagerung bei Budweis in Böhmen. Österreichische Zeitschrift f. Berg- und Hüttenwesen 1895, pag. 45 ff.

[4]) Katzer. Dr. Fr., Zur näheren Kenntnis des Budweiser Binnenlandtertiärs. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 311.

bohrungen einer genaueren Prüfung unterzogen werden, da auch zugleich damit erwiesen wird, was als Liegendes des Tertiärs anzusehen ist.

Die östlichste in unmittelbarer Nähe sowohl des Gneises als auch des Permvorkommens niedergetriebene Bohrung ist die bei Brod, mit einer Tiefe von 425 *m*. Auf die von 267 *m* Bohrlochtiefe an reichlich auftretenden Sandsteine und Arkosen gründete Woldřich die Einbeziehung des ganzen folgenden Schichtenkomplexes zum Perm. Dagegen weist vor allem Katzer nach, daß in den Wittingauer Tertiärablagerungen derartige kaolinische Sandsteine und Arkosen unzweideutige Glieder des Tertiärs sind, indem sie dort bei ihrem oft alten Habitus mit Tonen und buntfarbigen Letten wechsellagern, während sich im Perm eine solche Wechselfolge nirgends findet. Diese dadurch charakterisierte Verschiedenheit der als Perm angesehenen Schichten mit dem wirklichen Perm bezieht sich aber nicht auf einen kleinen Teil der unter 267 *m* gelegenen Schichten, sondern auf die ganze Schichtenfolge bis zum Grundgebirge. Da auch in diesen Schichten verschiedenfarbige Letten mit Sanden wechsellagern, so ist das mit dem früheren Grund genug, die ganze hier durchfahrene Ablagerung zum Tertiär zu rechnen.

Dagegen zeigt uns eine Bohrung in der sogenannten Marienanlage des Anthrazitbergwerkes von 90·55 *m* bis zur Tiefe von 236·85 *m* Permgebilde, bestehend aus rotbraunem Sand und Tonschiefer. Damit ist auch bewiesen, daß die Permschichten unter dem Tertiär teilweise eine sichere Fortsetzung besitzen. Ebenfalls glaubte man in einer am Wege von Brod zum Svetlikhofe gelegenen Bohrung bei 40 *m* Tiefe auf Perm gestoßen zu sein; dem widerspricht wieder eine mir vorliegende neuere Bohrung mit 127 *m* Tiefe beim Svetlikhof, woselbst nur buntfarbige Letten und Tone auftreten und dadurch unstreitig ihre Zugehörigkeit zum Tertiär bezeugen.

Entsprechend der Ansicht J. N. Woldřichs sollten auch Schichten, die in einem 130 *m* vom Grundgebirge entfernten Bohrloch bei Gutwasser durchstoßen wurden, zum Perm gerechnet werden, da in dem dadurch erzielten Profil von 64·6 *m* Bohrlochtiefe an das Vorherrschen der Sandsteine und Schiefertone eine auffallende Erscheinung sind. Allein Katzer fand nach genaueren petrographischen Untersuchungen gerade dieser Schichten infolge ihrer völligen mineralogischen Verschiedenheit von den Permschichten eine hauptsächliche Beteiligung des Granits und Serpentins an den tertiären Ablagerungen, weshalb er auch auf Grund dieser Tatsache ihre unbedingte Zugehörigkeit zum Tertiär ausspricht.

Somit bleibt an der Ostseite des Beckens nur noch eine im Jahre 1872 östlich von Hartowitz durchgeführte Bohrung übrig, wobei die unter 35 *m* angefahrenen Schichten als Brandschiefer bezeichnet wurden. Aber auch hier scheint die Ursache der Zurechnung dieser Liegendschichten zum Perm nur in dem Härtezustand der Schichten gelegen zu sein. Daß nur darauf eine halbwegs begründete Einreihung zum Perm sich stützen kann, ist durchaus unmöglich, da, wie auch schon oben gezeigt wurde, an manchen Stellen die Tertiärschichten, besonders die roten sandigen Tone, eine solche Festigkeit erlangen, daß man sie von den rotbraunen Schiefertonen des Perms kaum unter-

scheiden kann. Daher kann man auch diese als Brandschiefer bezeichnete Schicht nicht so ohne weiteres zum Perm rechnen, zumal da die Bohrung nicht weiter hinabging und man deshalb über die tiefer liegenden Schichten keine Aufklärung besitzt.

Dieselbe Einreihung erfuhren auch kleine Gesteinsstücke, die etwas südlich von der vorigen Bohrung bei der Einmündung des Abflusses aus dem Nemanitzer Teich in den Certiker Bach an dem südlichen Ufer gefunden wurden. Bei genauerer Untersuchung stellte es sich heraus, daß diese scheinbar einer kompakten Schicht angehörigen Stücke nur lose abgelagert sind und mit Quarzgerölle und Sand sich finden. Daß diese zum Perm gehören, kann ebensowenig angenommen werden, da sie sowohl in ihrer Zusammensetzung als auch in ihrem Äußern ein dem Perm verschiedenartiges Aussehen aufweisen. Und wenn sie auch zum Perm gehörten, so liegt noch immer eine direkte Abtragung aus dem wenig entfernten Permgebiet durch den Bach sicherlich viel näher als ein örtliches Vorkommen, da doch nirgends in ihrer nächsten Umgebung durch eine tiefere Bohrung das Vorkommen des Perms unumstößlich nachgewiesen ist.

Auch gelegentlich bei einer im Jahre 1834 beim Sucha-Meierhofe in der Nähe des Ostrandes der Budweiser Tertiärablagerungen durchgeführten Bohrung wollte man unter grauen und braunen Schiefertonen und granitartigen Sandsteinen in der untersten Schicht des 82·18 *m* tiefen Aufschlusses in einem aschgrauen Schieferton den Beginn der Permformation gefunden haben. Eine neuere Bohrung vom Jahre 1903 beim Sucha-Meierhof (siehe Anhang II) zeigte aber die Haltlosigkeit jener Annahme, da diese bis 130 *m* hinabging, ohne noch die gesuchte aschgraue Schiefertonschicht und damit das Hangende des Perms erreicht zu haben. Beim Vergleiche beider Profile zeigte sich aber, wie ungenau und für die Untersuchungen wenig brauchbar derartige alte Bohrungen sind, da man aus der neueren Bohrung ersieht, daß hauptsächlich nur rote und graue sowie blaue, teilweise auch weiße und gelbe Tone mit einigen 1—2 *m* mächtigen Quarzsanden vorkommen, in den untersten Schichten aber besonders die Tone vorherrschen und diese nicht die geringste Möglichkeit auf ihre Zugehörigkeit zum Perm zulassen, sondern die ganze Schichtenfolge bei ihrer vollständigen Übereinstimmung mit den Bohrungen östlich und westlich von Budweis bestimmt zum Tertiär gehören müsse.

Da nun mit Ausnahme der Marienanlage durch keine Bohrung im Budweiser Tertiärbecken das Perm bloßgelegt wurde, so erhält dadurch die früher aufgestellte Tatsache von der Tiefe des Beckens und dessen einstigen Einbruches noch ihre weitere Bestätigung. Aber damit ist die Frage nach dem Permvorkommen noch nicht abgetan.

Es ist doch erwiesen worden, daß westlich von dem Permvorkommen, wenn auch in ganz unmittelbarer Nähe, dasselbe unter dem Tertiär mit Bestimmtheit lagert. Ob diese Fortsetzung gegen Westen hin andauert oder hier ihre Begrenzung findet, darüber können bei dem jetzigen Stand der diesbezüglichen Forschung nur mehr oder minder bestimmte Vermutungen ausgesprochen werden. Da die Schichten des Perms in dem Grundgebirge eine vollständig

muldenförmige Lagerung[1]) einnehmen und nach Cžižek südlich von Woselno zwischen dem Perm und dem Tertiär ein Gneishügel vorhanden sein soll, schloß daraus Cžižek[2]) auf die lokale Beschränktheit der Permablagerung. Trotz eifriger und wiederholter Untersuchungen des Permgebietes südlich von Woselno fand ich nirgends den erwähnten Gneishügel. An der Permgrenze gegen das Budweiser Tertiär kommt bestimmt kein Gneishügel vor, und die Permgebilde grenzen also von Woselno bis gegen Brod unmittelbar an das Tertiär.

Bei dem Umstande der geringen Unterteufung des Tertiärs liegt die Tatsache nahe, daß auch die Permgebilde von der in unmittelbarer Nähe der Tertiärgrenze gegen NNO verlanfeuden Bruchlinie betroffen wurden und ein Teil derselben in die Tiefe gesunken ist. Von welcher Größe und Ausdehnung die dadurch in Mitleidenschaft gezogene Permablagerung sein mag, darüber kann uns nur eine im Becken etwas weiter im Westen durchgeführte Tiefbohrung eine Aufklärung bringen und somit zeigen, ob ein größerer Teil des Beckens als Liegendes Permschichten aufweist oder die Tertiärschichten größtenteils direkt und somit diskordant auf Gneis ruhen. Eine Fortsetzung des Perms gegen Norden hin, wo von Plastowitz an nur mehr tertiäre Randbildungen anzutreffen sind, ist natürlich vollständig ausgeschlossen.

Die Bildung der Tertiärablagerungen.

Durch die Einmündung der von Süden und Südwesten kommenden Bäche und Flüsse in diese tektonische Vertiefung kam es also zur Bildung eines Sees, in dem sich im Laufe der Zeit die mitgeführten Sedimente ablagerten und die in einem mächtigen Schichtenkomplex, der sich nur bei einer massenhaft erfolgten Materialzufuhr bilden konnte, erhalten sind.

Daß der Zufluß der Gewässer nur von Süden her erfolgen konnte, das ergibt sich mit überzeugender Sicherheit aus vielen Umständen. Vor allem spricht dafür die mächtige Ansammlung von groben Geröll- und Sandmassen ganz im Süden zwischen Steinkirchen und Bienendorf sowie die allmähliche Abnahme des groben Materials und dessen Verfeinerung gegen Norden hin. Außerdem sind die Höhen südlich des Tertiärbeckens, zwischen der Moldau und der Maltsch, von größeren oder kleineren isolierten Tertiärpartien bedeckt, die sicherlich die Reste früherer ausgebreiteter Ablagerungen grober Geröllmassen im Einmündungsgebiet der beiden Flüsse darstellen.

Aus der Umgebung von Kaplitz und Netrobitz, wo das wohl abgerundete faust- bis kopfgroße tertiäre Material noch in einer bedeutenden Höhe von über 600 *m* eine besonders große Ausdehnung einnimmt, ziehen sich zahlreiche Tertiärinseln mit etwas feinerem Material gegen den Südrand des Tertiärbeckens hin, weisen aber nur

---

[1]) Cžižek J., Das Anthrazitvorkommen von Budweis. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1854, pag. 224 ff.

[2]) Cžižek J., Die geologischen Verhältnisse des Anthrazitvorkommens bei Budweis. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1854, pag. 224—226.

durchschnittlich eine Höhe von 500—530 *m* auf. Auch vor dem Einmündungsgebiet der Moldau ist an ihrem linken Ufer der Borywald in 510 *m* Höhe und der 500 *m* hoch liegende Wald westlich von Prabsch mit einer ziemlich mächtigen Schotterschicht und mit grobem Sand bedeckt.

Desgleichen finden sich nördlich des Tertiärbeckens längs der Moldau und auch weiter davon entfernt auf den Höhen sehr vereinzelt tertiäre Schottermassen.

In dem Becken findet man vor allem nur in einem bereits im vorausgehenden erwähnten Gebiete derartig grobes Material, und zwar in dem bekannten Streifen, der sich über Hummeln, Budweis, Kronfellern wahrscheinlich gegen Plastowitz hinzieht. Da diese Schottermassen in dem ganzen Schichtenkomplex der entsprechenden Tiefbohrungen vorgefunden wurden, so kann man nur auf eine fortwährende Zufuhr und Ablagerung dieser Massen denken. In diesem Streifen ist die das Becken durchfließende Moldau ersichtlich. Hier ließ sie die mitgeführten Schottermengen fallen, während das ruhige Seewasser nur feines Material erhielt und in dem übrigen Gebiet sich nur Schichten eines feineren Materials bilden konnten.

Mit der Abnahme jenes groben Materials ging auch eine fortschreitende Verfeinerung desselben gegen NW zu Hand in Hand. Aber auch über Plastowitz hinaus nimmt das Material an Feinheit des Kornes zu und weist in den äußersten tertiären Ausläufern Letten und Tone auf, die sich durch viele Bohrungen von Wolleschnik an ununterbrochen in den zahlreichen nördlichen Tertiärausbuchtungen bis gegen Hlawatetz und Selc verfolgen und konstatieren lassen. Daher ist eine Einmündung größerer Gewässer oder Bäche von N her eine Unmöglichkeit und in dieser Hinsicht das Vorkommen der groben Sandmassen bei Plastowitz und Zbudau nur dadurch erklärlich, daß der Lauf der Moldau in dem einstigen Seebecken gegen NW, gegen Wodňan, gerichtet war. Hätte die Moldau in gleicher Weise wie heute bei Frauenberg den Tertiärsee verlassen, so wäre doch unmöglich in dem vom Abflusse weit abliegendem Gebiete bei Plastowitz, wo ein völlig stehendes Wasser vorhanden gewesen wäre, ein so grobes Material zur Ablagerung gekommen. Lediglich aus diesem Grunde nahm ich den einstigen Lauf der Moldau gegen NW hin an.

Unterstützt wird diese Ansicht noch durch die sehr auffallende Tatsache, daß das Budweiser Tertiärbecken bis nach Wodňan zu eine ununterbrochene Verbindung aufweist, obwohl stellenweise heute schon das Tertiär weggewaschen ist. Dieser Niederung folgt auch die Bahn nach Pilsen. Nirgends überschreitet sie die Höhe von 400 *m* und ist beiderseits von sanften Anhöhen begleitet, die nur zweimal durch etwas einengende Vorsprünge unterbrochen werden. Die Erstreckung einer fast zusammenhängenden Teichplatte läßt gleichfalls diese Niederung genau erkennen.

Auch die Beschaffenheit des im Becken zur Ablagerung gelangten Materials läßt dessen Herkunft aus dem Süden erkennen. Nach Katzers letzten Ausführungen über die Beschaffenheit der untersten Schichten eines Bohrloches bei Gutwasser enthalten diese haupt-

sächlich derartige Gesteinsstückchen, die sich als Plöckensteingranit, Serpentin, Glimmerschiefer, Gneis und Granulit zu erkennen geben. Da im Süden auch in den oberen Schichten gleiche Gesteinsteilchen sich finden, so kann man schon ohne eingehende petrographische Untersuchungen infolge ihrer Gleichheit des Materials auf ihre Zufuhr aus dem Süden oder Südwesten schließen. Aber auch von W und O ist eine Zufuhr oder Abschwemmung erfolgt.

In den oberen Schichten bei Frauenberg und östlich von Budweis werden an den Ecken abgerundete Stücke eigentümlicher verkieselter Hölzer gefunden, die sicherlich ihre Entstehung nicht im Tertiär gehabt haben, sondern nach Fritsch und Kušta wahrscheinlich als Angehörige der Araucariten zu betrachten sind, die in den Permablagerungen häufig auftreten. Sie sind hier aus dem östlichen Permgebiet in den Budweiser See abgeschwemmt worden, wofür auch das abgerundete Äußere spricht.

Die Ausdehnung des Sees von Budweis.

Der See bedeckte mit seinem Wasser eine große Fläche, die über die heute noch erhaltenen Tertiärablagerungen weit hinausreichte und in manchen Ausläufern in das Urgebirge sich fortsetzte, von denen vielleicht keine Spuren mehr erhalten sind.

Vor allem stand dieser See mit dem nördlichen Gebiete der Flanitz und somit mit dem bei Pisek und Horazdiowitz in direktem Zusammenhang. Seit dieser Zeit hat aber die Umformung der Oberfläche einen großen Fortschritt genommen, so daß die genauen Grenzen des Sees auch nach den eingehendsten Studien sehr schwer anzugeben sein werden.

Nach der Höhe der Ablagerungen muß man den höchsten Wasserstand über 500 *m* annehmen. Die beste Beurteilung für die höchste Höhe des Wassers kann uns vor allem der Gneisrücken im Osten von Budweis geben.

Auf seinem südlichsten Teile liegt eine Tertiärinsel, die aber mit dem Budweiser Tertiärgebiete keine direkte Verbindung hat. Da aber die höchsten Tertiärschichten in dieser Neudorfer Ablagerung zwischen 460—470 *m* hoch liegen, am Rande dagegen sogar die Höhe von 510 *m* erreichen, so muß einerseits der westliche, jetzt ziemlich tiefere Teil durch den Zborowbach ziemlich erodiert und abgetragen worden sein, anderseits bei dem Umstande, daß die Höhe des Gneisterrains gegen das Budweiser Becken nur 475 *m* beträgt, auf einen einstigen ununterbrochenen Zusammenhang dieser Ablagerungen mit denen des Tertiärbeckens geschlossen werden.

Damit kommen wir auch zur Frage, ob der See des Budweiser Beckens mit dem Wittingauer See einmal in direktem Zusammenhang gestanden sein mag oder nicht. Für das Zutreffen dieser Verbindung sprechen manche gewichtige Anhaltspunkte. Obwohl die Neudorfer Tertiärablagerung von den Tertiärgebilden der Wittingauer Ebene auf eine Erstreckung von etwa 1 *km* durch einen 540—550 *m* hohen Rücken getrennt ist, so ist zwar noch keine direkte Verbindung erwiesen, aber doch immerhin möglich. Weiter im Süden, im

Gebiete des Strobnitz- und Schweinitzbaches, die beide in die Maltsch münden, muß eine Verbindung bestanden haben. Diese Behauptung läßt sich auch dann noch halten, wenn man von der tiefen Lage des Flußbettes beider Bäche absieht und nur ihre Umgebung in Betracht zieht. Da das Gneisterrain in der Umgebung beider Bäche nicht über 480—490 *m* ansteigt, so hat hier bestimmt, wie es ja vereinzelte tertiäre Ablagerungen beweisen, eine Verbindung stattgefunden.

Im Norden des Gebietes, östlich von Moldautein, besteht noch jetzt eine ziemlich direkte Verbindung der Ablagerungen des Budweiser und Wittingauer Beckens.

Wichtiger als diese beiden Verbindungen sind außer zwei tertiären Lappen, die auf dem Gneisrücken in beinahe 530 *m* Höhe lagern, die ziemlich ausgedehnten Schottermassen, die sich teilweise in einer tonigen tertiären Schicht südwestlich und südlich von Kallischt befinden. Obwohl sie eine ziemliche Ausdehnung einnehmen und in Aufschlüssen längs der Wege mit einer geringmächtigen tonigen Schicht als tertiär deutlich erkennbar sind, fanden sie bisher keine Erwähnung. Sie nehmen den Oberlauf eines nach Osten zur Wittingauer Ebene fließenden Baches ein.

Wie hier von Osten her durch den Bach die Verbindung mit dem Wittingauer Becken hergestellt ist, so reicht auch an der Westseite eine zungenartige Ausbuchtung weit an die Höhen hinan. Es ist der Teich von Gutwasser, der in einer Höhe von etwa 470 *m* auf einer terrassenartigen Fläche liegt, die nach Westen in Stufen gegen die Budweiser Ebene sich senkt.

Daneš[1]) schreibt darüber, daß sich gegen Norden und Osten der Boden ziemlich sanft bis an kleine Felsklippen erhöht, die in zwei schärfer geböschten Stufen ansteigen und dann langsam in die Hochfläche übergehen. Der Fuß der unteren Klippenstufe liegt etwa 482 *m*, der Fuß der höheren etwa 495—500 *m* hoch. Deshalb spricht er die Ansicht aus, daß es sich hier um die Uferklippen und die Strandebene an einer Ausbuchtung des Sees handelt.

Weiter nördlich bei Rudolfstadt befindet sich jedenfalls eine Terrasse, auf welcher die Kirche von Rudolfstadt steht.

Wenn auch durch diese Angaben gezeigt ist, daß das Wasser des Sees bis zu dieser Höhe von 500 *m* hinanreichte und hier durch seine langandauernde Tätigkeit am Strande deutliche Spuren zurückließ, so kann diese Höhe doch nicht als die höchste, die das Niveau des Sees je eingenommen hat, angesehen werden.

Die obigen Angaben von Kallischt und die Ablagerung tertiärer Gebilde auf dem Plateau bei Třebotowitz sowie vereinzelte Quarzgerölle lassen die Annahme zu, daß auch hier die Wasser beider Seen eine Verbindung aufwiesen. Daher muß das höchste Niveau beider Seen die Höhe von 520—530 *m* erreicht haben. Es ragten demnach aus der gemeinsamen Wasserfläche nur vereinzelte Höhen des Gneisrückens als Inseln hervor.

---

[1]) Daneš J. V., Geomorphologische Studien in den Tertiärbecken Südböhmens. Mitteil. d. k. k. geogr. Gesellschaft in Wien, 49. Bd., Nr. 8 und 9, pag. 438.

Dafür spricht auch der Umstand, daß das Wittingauer Tertiär den Ostabhang des Gneiszuges bis an die Höhen hinan bedeckt, was man unter anderem auf dem Wege von Ledenitz nach Strups konstatieren kann.

Eine weitere Bestätigung eines einstigen Zusammenhanges sowie einer gewissen Übereinstimmung in der Bildung der Tertiärschichten scheinen die in einigen Bohrungen bei Wessely entdeckten Kohlenablagerungen zu geben, die in gleicher Höhe mit den Kohlenbildungen des Budweiser Beckens liegen.

Auch eine Bemerkung Hanamanns[1]) ist beachtenswert, daß die Budweiser sowie Wittingauer Ablagerungen in dem Ackerboden vorwiegend Quarz aufweisen und übereinstimmend etwa $70^0/_0$ davon enthalten. Bei der geringen Verschiedenheit der beigemengten Mineralstücke schließt er auf einen gemeinsamen Ursprung derselben aus Urgesteinen, meist feldspatreichen Mineralien.

Wie im Osten, so reichte auch an den anderen Seiten der See über seine jetzigen sichtbaren Ablagerungen weit hinaus. Der Gneisrücken zwischen Lippen und dem Dechternteich war überflutet, ein Teil östlich von Gr.-Čekau, die Gebiete östlich von Netolitz, die isolierten Gneishügel bei Wolschowitz und Radomilitz, das ganze große Gebiet war bis gegen Wodňan und darüber weit hinaus mit einem gemeinsamen Wasserniveau bedeckt. Auch im Süden, im Einflußgebiete der beiden Flüsse, hatte die Wasserfläche des Sees eine größere Ausdehnung, fraglich aber bleiben nur die 610—620 *m* hohen Ablagerungen in der Umgebung von Kaplitz, die bereits früher besprochen wurden.

Eine weite, unübersehbare Wassermasse breitete sich demnach in dieser früheren Zeit auf der alten Scholle aus und verbarg einen großen Teil dieses Urgebirges schützend unter ihren Ablagerungen. Wenige Lebewesen nur belebten diesen tiefen See, auf dem Lande jedoch gediehen Bäume und andere pflanzliche Organismen. Aber nicht immer behielt der See die gleiche Wassermasse. Infolge verschiedener Ursachen senkte sich das Niveau desselben und ließ auch in der späteren Zeit, als das Becken beinahe seine völlige Ausfüllung erhalten hatte, an den Rändern eine Sumpfbildung mit einigen Baumarten entstehen, die der weiten eintönigen Fläche auf kurze Zeit ein etwas verändertes Aussehen verlieh. Wiederum überflutete das Wasser die ganze Fläche und fand erst sein allmähliches Verschwinden in der Tieferlegung des Abflußbettes der Moldau aus dem Budweiser Becken, womit auch bereits die Denudation der Tertiärschichten ihren Anfang nahm.

So spielte sich in dieser fernen Vergangenheit unserer südböhmischen Scholle unter gleichzeitiger Mitwirkung gewaltiger tektonischer Kräfte und Veränderungen eine bedeutende Neubildung und Umformung des Terrains ab, deren Erklärung und Beschreibung im vorliegenden zwar teilweise versucht und durchgeführt wurde, endgültig aber erst nach weiteren genaueren Forschungen und Untersuchungen mit überzeugender Sicherheit gefunden werden kann.

---

[1]) Hanamann Dr. J., Über die Bodenbeschaffenheit und das Nährstoffkapital böhmischer Ackererden. Archiv. d. naturw. Landesdurchf. v. Böhmen, XI. Bd., pag. 44 ff.

Anhang I.

Schichtenfolge des Bohrloches bei Steinkirchen.

Art der Schichten	Mächtigkeit Meter	Gesamtteufe Meter
Gelber Letten mit Schotter .	2·60	2·60
Graugelber Letten	1·40	4·00
Gelber Sand	4·00	8·00
Blauer Letten	3·40	11·40
Brauner Letten	2·60	14·00
Blaugrauer Letten	0·40	14·40
Brauner Letten	4·30	18·70
Braunkohle, unrein	1·20	19·90
Grauer Sand	1·80	21·70
Dunkelblauer Letten	10·40	32·10
Brauner Letten	0·30	32·40
Kohle, rein	3·30	35·70
Brauner Letten	0·70	36·40
Kohle, rein	0·50	36·90
Kohle, unrein	1·10	38·00
Kohle, rein	1·50	39·50
Brauner Letten	1·60	41·10
Grauer Sand, feinkörnig . . .	2·40	43·50
Grauer Letten	2·70	46·20
Grauer Sandstein, feinkörnig	2·50	48·70
Grauer Sandstein, fest	10·00	58·70
Grauer Letten	1·20	59·90
Grauer Sandstein	6·80	66·70
Dunkelgrauer sandiger Letten	6·85	73·55
Grauer Sandstein	6·10	79·65
Dunkelgrauer Letten	0·10	79·75
Grauer Sandstein	4·80	84·55
Grauer Letten	0·70	85·25
Roter Letten	3·25	88·50
Dunkelgrauer Letten	1·75	90·25
Grauer Sandstein, sehr fest .	1·60	91·85
Grauer Sandstein, grobkörnig	4·30	96·15
Grauer Letten, Kohlenspuren .	2·40	98·55
Grauer lettiger Sand	2·85	101·40
Dunkelgraubrauner Letten . .	1·50	102·90
Kohle	0·10	103·00
Grauer Sandstein, fest	1·50	104·50
Grauer Sandstein	2·26	106·76
Grauer Tonschiefer, fest . . .	0·50	107·26
Grauer sandiger Letten . . .	3·45	110·71
Rotbrauner sandiger Letten .	5·95	116·66
Grauer sandiger Letten . . .	0·80	117·46
Grauer Sandstein, grobkörnig	4·60	122·06
Rotbrauner Sandstein	6·70	128·76

Art der Schichten	Mächtigkeit Meter	Gesamtteufe Meter
Feinkörniger Sandstein, Kohlenspuren	0·90	129·66
Grauer Sandstein	4·24	133·90
Grauer sandiger Letten	1·50	135·40
Grauer feinkörniger Sandstein	1·20	136·60
Grauer grobkörniger Sandstein	1·50	138·10
Grauer feinkörniger Sandstein	3·80	141·90
Sandiger Letten	1·00	142·90
Dunkelgrauer Letten	3·40	146·30
Dunkelgrauer Sand	2·90	149·20
Hellgrauer Sand, grobkörnig	1·00	150·20
Hellgrauer Sand	9·10	159·30
Roter sandiger Letten	0·25	159·55
Schwarzbrauner Letten	0·25	159·80
Grauer Sand	6·20	166·00
Fester Sandstein	5·80	171·80
Roter Letten	2·85	174·65
Grausandiger Letten	1·15	175·80
Grausandiger Letten mit Kohlenspuren	0·60	176·40
Graubrauner Sandstein	9·65	186·05
Roter Letten	4·15	190·20
Roter sandiger Letten	2·65	192·85
Grauer Letten	0·85	193·70
Grauer Sand	2·70	196·40
Graubrauner Sand	1·50	197·90
Grauer Sandstein	4·20	202·10
Grauer Letten	0·10	202·20
Roter Letten	2·20	204·40
Roter sandiger Letten	0·25	204·65
Grauer Tonschiefer	1·00	205·65
Grauer Tonschiefer mit Kohlenspuren	1·15	206·80
Graubrauner sandiger Tonschiefer	5·60	212·40
Dunkler sandiger Tonschiefer	1·10	213·50
Schwarzer sandiger Tonschiefer	1·05	214·55
Graubrauner Sand	8·97	223·52
Grauweißer feinkörniger Sand	11·45	234·97
Brauner Sandstein	3·40	238·37
Grauweißer Sandstein	1·40	239·77
Roter sandiger Letten	6·50	246·27
Roter graugeäderter Letten	6·04	252·31
Rotbrauner sandiger Letten	2·60	254·91
Grauer sandiger Letten	5·25	260·16
Dunkelgrauer sandiger Letten	10·20	270·36
Roter feinkörniger, toniger Sand, fest	23·13	293·49
Grauer feinkörniger Sand, fest	5·56	299·05

Anhang II.

Schichtenfolge des Bohrloches beim Sucha-Hof.

Art der Schichten	Mächtigkeit Meter	Gesamtteufe Meter
Dammerde	0·40	0·40
Gelber Lehm	0·60	1·00
Grauer Letten	16·00	17·00
Roter Ton	3·20	20·20
Gelber Ton	6·40	26·60
Roter Ton	11·90	38·50
Blauer Ton	4·00	42·50
Roter Ton	8·80	51·30
Loser Quarzsand	2·00	53·30
Grauer Letten	1·00	54·30
Roter Ton	1·70	56·00
Gelber Ton	4·00	60·00
Quarzsand	1·00	61·00
Gelber Ton	1·00	62·00
Roter Ton	20·00	82·00
Graue, rote Tone	3·00	85·00
Braune Tone	8·00	93·00
Grober Quarzsand	1·00	94·00
Brauner Ton	2·00	96·00
Grauer Ton	5·00	101·00
Grober Quarzsand	1·00	102·00
Brauner Ton	1·00	103·00
Rotgelber Ton . . .	1·00	104·00
Gelber Ton	2·00	106·00
Brauner Ton	2·00	108·00
Gelber Ton	2·00	110·00
Roter Ton	6·00	116·00
Grauer Letten	2·00	118·00
Roter Ton	1·00	119·00
Weißer Ton	1·00	120·00
Grauer Letten	1·00	121·00
Roter Ton	4·00	125·00
Grauer Ton	3·00	128·00
Roter Ton	2·00	130·00

Inhaltsverzeichnis.

Die Petrographie und Geologie der Kalksilikatfelse in der Umgebung von Mähr.-Schönberg.

Von Bergingenieur **Franz Kretschmer** in Sternberg.

Mit einer Profiltafel (Nr. XVIII).

Geologische Übersicht.

Der Gneislakkolith, welcher die Kepernikgruppe im Hohen Gesenke der Sudeten zusammensetzt, besteht vorherrschend aus einem Biotitaugengneis, der zweifellos ein Intrusivgestein darstellt, das durch Dynamometamorphose aus Granitporphyren entstanden ist, wie durch die Untersuchungen der Prof. F. Becke und F. E. Suess festgestellt wurde. Dasselbe war an der Umwandlung seiner Schieferhülle in intensiver Weise beiteiligt, was man an der Ausbildung hochkristalliner Staurolith-, Andalusit- und Granatglimmerschiefer insbesondere am Kepernik, Fuhrmannstein, dem Rothenberg und auch an zahlreichen anderen Orten in dem Verbreitungsbezirke der vielfach zerstückten Schieferhülle, soweit diese noch erhalten ist, beobachten kann.

Die gedachte Gneiskuppel ist konform dem allgemeinen Streichen der archäischen Gneisformation im Hohen Gesenke NO – SW (genau 14 h 4 gd) gestreckt und entsendet seine Ausläufer bis in die Gegend von Mähr.-Schönberg und Blauda. Sie taucht sowohl gegen NO vom Kepernik, als auch südwestlich von Schönberg unter die Schieferhülle, während in dem dazwischen liegenden ausgedehnten Gebiet der Intrusivgneis das am Tage herrschende Gestein bildet. Auch in der Umgebung von Schönberg ist diese Schieferhülle noch teilweise erhalten, sowie da und dort durch Eisenerz-, Staurolith- und Granatführung bemerkenswert; sie ist jedoch daselbst vorherrschend durch Gneisglimmerschiefer vertreten.

An der südwestlichen Spitze des in Rede stehenden Gneisgewölbes in der Umgebung von Mähr.-Schönberg enthält dasselbe sehr schöne hochwichtige Kontakthöfe von Kalksilikatfels, welche neuerdings schlagende Beweise für die Intrusivnatur der gedachten Orthogneise erbringen; dieselben sind bisher ganz unbekannt, oder ihre Kenntnis ist eine solch mangelhafte, daß eine eingehende Untersuchung und Beschreibung eine empfindliche Lücke in unserer Kenntnis vaterländischer Geologie und Petrographie ausfüllen würde.

Für die richtige Auffassung der Geologie dieser Kontaktgebilde ist die Tatsache besonders zu bemerken, daß die einzelnen Fundorte dieses Vorkommens auf zirka 11 *km* Entfernung auseinander liegen, dessenungeachtet sich auf demselben allgemeinen Schichtenstreichen nach SW (genau 14 h) befinden, was kein blinder Zufall, sondern auf einer einheitlichen Grundanlage beruht, beziehungsweise auf ein zusammengehöriges Ganzes unverkennbar hinweist. Es sind dies in erwähnter Richtung aufgezählt die folgenden Fundorte:

1. Mächtige Kalksilikatlager in der Gemeinde Reigersdorf, welche inmitten des großen Stockes von Orthobiotitaugengneis gelegen sind.
2. Das geringmächtige, jedoch ansehnlich verbreitete Vorkommen bei Ober-Hermesdorf, das schwache Einlagerungen im Orthobiotitaugengneis bildet.
3. Die riesige lagerförmige Kalksilikatlinse am nordwestlichen Ende von Blauda im Hradiskowalde, von Biotitmuskovitgneis unten, Biotitaugengneis oben umschlossen.
4. Das untergeordnete Vorkommen nächst der Eisenbahnhaltestelle Krumpisch westlich Blauda.

Von diesem großen Kalksilikatzuge ist seither nur das Vorkommen bei Blauda (sub 3) sehr mangelhaft bekannt geworden, demzufolge auch dieses der näheren Untersuchung harrt, während die übrigen in der Fachliteratur teils gänzlich unbekannt, teils bloß bei G. v. Bukowski[1]) kurze Erwähnung finden.

Das Kontaktgestein von Blauda hat bisher hinsichtlich seiner Lithologie und Geologie eine solche falsche und bei den verschiedenen Autoren einander widersprechende Beurteilung erfahren, daß Aufklärung dringend nottut.

So erblickte Kolenati[2]) darin „einen mit Quarz gemischten Urkalk", es wurde von v. Glocker[3]) „Granatgestein", von A. Heinrich[4]) „Allochroitfels" genannt, Lipold[5]) betrachtet dasselbe, der Wahrheit etwas näher kommend, als ein Gemenge von Feldspat, Quarz und Granat und erblickt darin eine Varietät des Granitgneises, dem gedachtes Gestein zwischengelagert ist, G. v. Bukowski[6]) nennt es vorsichtigerweise ganz allgemein „kontaktmetamorphisches Gestein von Blauda". Der Vollständigkeit wegen sei noch hinzugefügt, daß der Dechant Kaspar[7]) von Blauda sich ebenfalls mit dem Blaudaer Gestein befaßt hat und erklärt dessen Grundmasse nur aus Quarz und Kalzit bestehend und keinen Feldspat enthaltend, was auf einen schweren Irrtum zurückzuführen ist, und schlägt dafür nach

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1890, pag. 322, und Geol. Erläut. zum Kartenbl. M.-Neustadt, M.-Schönberg, 1905, pag. 24.
[2]) Mineralien Mährens und Österr.-Schlesiens 1854.
[3]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. III, 1852, pag. 131.
[4]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. V, 1854, pag. 99.
[5]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. X, 1859, pag. 223.
[6]) L. c. a. a. O.
[7]) Časopis musejního spolku olomuckého II, 1885.

dem Fundort Blauda den überflüssigen Namen „Bludovit“ vor. Neuerdings hat sich V. Neuwirth[1]) leider diesem Irrtum Kaspars angeschlossen mit den Worten: „Was die Zusammensetzung der Grundmasse des Bludovits anbelangt, so scheint mir die Angabe Kaspars, daß sie aus Quarz und Kalzit bestehe und im allgemeinen keinen Feldspat enthalte, die wahrscheinliche zu sein.“

Diese einander diametral entgegenstehenden Anschauungen beruhen teils auf einer oberflächlichen Beobachtung, teils auf der Tatsache, daß die Gesteine in unseren Kontakthöfen, wie dies überall bei Kontaktgesteinen beobachtet wird, in der Regel auf Schritt und Tritt in ihrer mineralischen Assoziation und in der Art und Menge der Komponenten wechseln.

Wir haben es im vorliegenden Falle mit einem besonders hohen Grade der Kontaktmetamorphose zu tun, die ganze Lagerstätten von zum Teil kolossalen Dimensionen in ihrer Totalität ergriffen hat und so weitgehend ist, daß sie allgemein zur Ausbildung eines feinkörnigen Gemenges basischer Plagioklase nebst mannigfaltiger Kalksilikate führte, verbunden mit einer mehr oder weniger vollständigen Austreibung der Kohlensäure und deren Ersetzung durch Kieselsäure. Von dem ursprünglich vorhandenen Kalkstein ist allerdings wenig mehr zu sehen, doch weisen darauf unzweifelhaft hin: Am Kopf der Schichten sowie am Hangenden erhalten gebliebene Reste von kristallinem Kalk (Marmor), der in einem großen Teile der Kalksilikatfelse anwesende Kalzit, wie nicht minder die darin verteilten Kalksilikate, als auch die noch vorhandenen Reliktstrukturen, sowie die äußere Form dieser Lagerstätten als typische Lager und Linsen.

Mineralogisch-petrographische Beschreibung der einzelnen Fundorte.

Reigersdorf.

Dieses Kalksilikatvorkommen ist als solches in der Literatur gänzlich unbekannt und wird hier zum erstenmal genannt. Die Fundstelle hat Verfasser 1888 anläßlich seiner sehr häufigen geologischen Fußmärsche im Hohen Gesenke entdeckt und die Aufmerksamkeit der beteiligten Straßeningenieure auf dieses zur Straßenbeschotterung vorzüglich geeignete Steinmaterial gelenkt, worauf es für die zunächst gelegenen Straßenstrecken oberhalb Schönberg zur Verwendung kam, während der Blaudaer Kalksilikatschotter, teilweise ausgeschaltet, nur für die unterhalb Schönberg gelegenen Straßenteile zur Verführung gelangte.

Der schöne Kontakthof von Reigersdorf ist auf dem oben geschilderten Zuge der Kalksilikatfelse vor allem durch die Mannigfaltigkeit und Vollständigkeit seiner Gesteinstypen ausgezeichnet, zu-

[1]) Zeitschr. des mähr. Landesmuseums VII, 1907, pag. 125.

dem ist er heute durch den langjährigen Steinbruchsbetrieb in solch ausgedehntem Maße aufgeschlossen, so daß man von dem größeren Teile der Lagerstätte und ihrer Gesteinsmodifikationen ein abschließendes Bild vor sich hat.

Der in Rede stehende Steinbruch liegt dicht bei den Häusern der Reigersdorfer Ansassen, links des Dorfbaches, oberhalb der Reigersdorfer Mühle, auf dem sogenannten „Steinich" des Erbrichtergutes zu Reigersdorf. Der Kalksilikatfels ist daselbst 100 *m* dem Streichen nach, 125 *m* in der Breite (normal auf das Streichen gemessen) und 25 *m* hoch (gegen die Koppe) durch Steinbruchsbetrieb aufgeschlossen. Die Mächtigkeit der gedachten Lagerstätte wurde durch Rechnung und Zeichnung mit 70 *m* ermittelt. Von dieser Breite, beziehungsweise Mächtigkeit ist jedoch ein namhafter Teil durch die Talmodellierung abgetragen worden, so daß am Liegenden dicht links des Steinbaches lediglich eine Gesteinsnase von 30 *m* (der obigen Breite) stehen geblieben ist.

Die gedachte Gesteinsmasse ist wohl geschichtet, aus 0·4—0·8 *m* mächtigen Bänken aufgebaut, deren Streichen ist 3 h, das Fallen 21 h (NW), und zwar in den oberen Bruchetagen unter ∢ 35°, gegen die Bruchsohle dagegen sukzessive bis ∢ 25° abnehmend; am Liegenden dagegen stellen sich die Schichten unter ∢ 60—70° auf. Außerdem wird die Gesteinsmasse von zwei gesetzmäßigen Kluftsystemen in kurzen Abständen geschnitten, wodurch sie in polyedrische Stücke zerfällt und der Art kurzklüftig erscheint, so daß keine Werk- oder Bausteine, sondern nur Schottersteine fallen. Es sind dies streichende Kreuzklüfte nach 3 h, deren Fallen 9 h unter ∢ 60—75° gerichtet ist, während die Querklüfte 9 h streichen und 3 h unter ∢ 75—80° fallen, welche letztere sich in Abständen von 1·5—2·0 *m* folgen. Daraus ist zu ersehen, daß die lagenförmige Schichtung, sowie die gesetzmäßige Klüftung des ursprünglichen Kalksteines von der Kontaktmetamorphose unberührt geblieben sind; desto radikaler wurde der Mineralbestand davon betroffen. Die Schichtungsklüfte fallen widersinnig in den Berg hinein, können daher von den Steinbrechern bei der Arbeit nicht verfolgt werden, vielmehr sind diese genötigt, die ihnen zufallenden streichenden Kreuzklüfte und nebenher auch die Querklüfte tunlichst auszunützen.

Im allgemeinen wird das Gestein in der Tiefe für die Zwecke der Schottererzeugung verwendbarer; oben am Tage erscheint es angewittert, etwas gebrech, porös, sogar mürbe und enthält daselbst zuweilen Knollen von Kalksilikatfels, die beim Bearbeiten aus der übrigen Gesteinsmasse herausfallen und die aus den ursprünglichen Knollenkalken hervorgegangen sind. Auf diese Verwitterungserscheinungen werde ich weiter unten ausführlich zurückkommen.

Es ist klar, daß die bedeutende Mächtigkeit der Reigersdorfer Kalksilikatlinse nicht rein ansteht, sondern Zwischenmittel von Biotitglimmerschiefer enthält, welche 0·5—2·0 *m* stark werden können. Die Kalksilikatlinse ruht zunächst auf einem mächtigen Lagergang von Pyroxenaplit, der seinerseits durch grobschiefrigen Biotitmuskovitgneis mit Einlagerungen von

gebänderten Feldspatamphibolit unterteuft wird. Die hangende Decke bildet unmittelbar ein schiefriger Biotitmuskovitgneis, der mit Aplit und Pegmatit durchsetzt ist, weiterhin folgt ein mächtiger Lagergang von Pegmatit. Diese Lagerungsverhältnisse der gedachten Gebirgsglieder sind aus dem Querprofil Fig. 1, Taf. XVIII ersichtlich.

In Verbindung mit dem letzteren Pegmatitgang steht im weiteren Hangenden der Höhe „Steinich" eine mächtige Ablagerung von Kalksilikatfels, deren Aufschlüsse jedoch beschränkt sind, weil der mit Gras und Moos bedeckte Waldboden jeden Einblick hindert, und nur nach den sehr zahlreichen umherliegenden Felstrümmern von Kalksilikatfels und einigen Versuchsbrüchen darauf kann auf die Verbreitung dieses Vorkommens geschlossen werden; so zum Beispiel fand ich in einem Steinbruche, nahe der hangenden Grenzfläche links am Feldwege gegen den Ziegenstein, schon am Scheitel des „Steinich" schönen Kalksilikatfels entblößt. Über die innere Konstitution dieses hangenden Kalksilikatlagers läßt sich aus den obigen Gründen nichts Zuverlässiges berichten; die Mächtigkeit derselben schätze ich approximativ auf 130 *m*, wahrscheinlich enthält es mächtige Zwischenmittel von Glimmerschiefer, vielleicht findet auch eine abermalige Zwischenschiebung von Schiefergneis statt? Dessenungeachtet eröffnet diese mächtige Hangendlagerstätte der Schottergewinnung bei Reigersdorf für die Zukunft eine glänzende Perspektive. Sobald das Liegendlager am südöstlichen Gehänge der Höhe „Steinich" abgebaut ist, wird sich zweifelsohne am nordwestlichen Gehänge ein rationeller Steinbruchsbetrieb etablieren lassen.

Es ist ganz ausgeschlossen, daß die in Rede stehenden Kalksilikatlager an der Talerosion ihr südwestliches Ende finden, vielmehr sprechen alle Wahrnehmungen dafür, daß dieselben auf den Erhebungen der rechten Talseite fortsetzen, wenn auch bis heute dort Steinbruchsbetriebe unterblieben sind, weil die Schichtenköpfe durch Gehängeschutt und Ackererde bedeckt erscheinen. Auf den Gehängen des Kapellenberges, hinter den Wirtschaftsgebäuden des Landwirtes Polner (links der Bezirksstraße), fand ich die Ackererde förmlich übersät zumeist mit Kalksilikatfels und Schiefergneis; ausgeackerte Felsblöcke, die daselbst durch die fleißigen Hände der Landleute zusammengetragenen sogenannten „Steinrücken" bestehen ebenfalls vorwaltend aus Kalksilikatfels, nebenher aus Augen- und Schiefergneis und lassen über deren Anstehen im Untergrunde keinen Zweifel aufkommen. Jedenfalls erscheint dadurch das Fortstreichen der Kalksilikatfelse gegen SW am Rechtsgehänge des Reigersdorfer Tales, beziehungsweise auf den Gehängen des Kapellenberges sichergestellt. Diese gewaltigen Kalksilikatmassen setzen uns in Erstaunen über die umfängliche und weitausgreifende Kontaktmetamorphose, die da zur Wirksamkeit gelangte!

Die Schotterbeschaffung bei Reigersdorf erscheint durch dieses in kolossaler Menge anstehende und gleich vorzügliche Gesteinsmaterial für eine sehr lange Zukunft gedeckt.

Die Varietäten der Kalksilikatfelse bei Reigersdorf.

Eine sorgfältig ausgewählte Kollektion der vorherrschenden Gesteinstypen habe ich an das mineralogisch-petrographische Institut der deutschen Universität zu Prag (Herrn Prof. A. Pelikan) eingesendet, wo dieselben der mikroskopisch-optischen Untersuchung durch den Demonstrator Herrn Artur Scheit unterworfen wurden. Die Ergebnisse derselben habe ich durch meine Beobachtungen ergänzt und in der nachfolgenden Darstellung verwertet. Sowohl dem Herrn Prof. Dr. Pelikan, unter dessen Kontrolle die Untersuchung ausgeführt wurde, als auch Herrn Scheit sei hiermit für ihre gefällige Mühewaltung freundschaftlich gedankt.

Obwohl auch hier das Kontaktgestein in seinen mineralischen Komponenten von Ort zu Ort rasch wechselt, so lassen sich dessenungeachtet die folgenden drei Gesteinsvarietäten unterscheiden, aus welchen die Hauptmasse des Kontaktgesteines zusammengesetzt ist und die nun einzeln betrachtet werden sollen.

1. Augithornfels.

Diese leutokrate Varietät ist in dem Reigersdorfer Steinbruche das weitaus vorherrschende Gestein. Es hat eine teils massige, teils plattige Struktur; durch die Anordnung der farbigen Gemengteile erscheint es zumeist parallel und geradlinig gestreift oder gebändert, hier und dort bloß durch diese gefleckt oder eingesprengt.

Es ist ein feinkörniges panallotriomorphes Gemenge von vorherrschendem Plagioklas der Oligoklas-Andesinreihe, wenig Orthoklas und Quarz sowie zahlreichen Muskovittafeln; hierzu kommen als färbige Gemengteile Augit, da und dort Epidot, untergeordnet ist Magnetit sowie Granat. Häufig findet sich in den Augit- und Epidotaggregaten sowie um dieselben Eisenkies mehr oder weniger stark eingesprengt, teils in Körnern, die kristallographisch individualisiert, sowie auch als Blättchen im Quarz eingeschlossen. Sehr variabel bezüglich seiner Menge ist spätiger Kalzit, der oft im Gesteinsgefüge entweder ganz fehlt, oder sukzessive zunehmend zu einem wesentlichen Gemengteil wird. Im Kalzit wurden kleine rechtwinkelige Kriställchen gefunden, die ihrem optischen Verhalten nach Anatas wären. Leider ist in der unten folgenden chemischen Analyse die $Ti\,O_2$ nicht bestimmt worden.

Der Augit kommt meist in gras- bis ölgrünen Körnern sowie als schwärzlichgrüne bis rabenschwarze, treppenförmig aufgebaute, blätterige Aggregate vor, aber auch kristallographisch individualisiert, hie und da in prismatischen Kristallen. Der Epidot ist pirtaziengrün und zeisiggrün, körnig, langsäulig und nach seinem Verhalten metamorph nach Augit. Der Muskovit ist nach Maßgabe seines Verhaltens aus den Feldspäten entstanden. Der Magnetit verwittert gern zu Limonit. Das Gestein weist zahlreiche miralolithische Räume auf, wohin die Feldspäte ihre Kristallspitzen entsenden.

Eine Probe des im Reigersdorfer Kalksilikatbruches dominierenden Augithornfelses wurde auf meine Veranlassung an dem bergmännisch-chemischen Laboratorium der Witkowitzer Steinkohlengruben zu Mähr.-Ostrau durch den Chefchemiker Herrn Romuald Nowicki untersucht. Die chemische Analyse ergab folgendes Resultat:

	Prozent
Kieselsäure	69·30
Tonerde	10·02
Eisenoxyd	1·77
Eisenoxydul	0·72
Manganoxydul	Spur
Kalkerde	8·04
Magnesia	0·79
Kali und Natron (als Differenz)	3·71
Schwefel (Schwefelsäure 1·60%)	0·64
Kohlensäure (Glühverlust)	4·83
Wasser	0·18
Zusammen	100·00

Diese chemischen Verhältnisse des untersuchten Reigersdorfer Augithornfelses zeigen eine abnormal saure Beschaffenheit sowie damit zusammenhängend dessen Kalkarmut. Die Kalkerde ist zum größten Teil, und zwar mit 6·14% an das Kalkkarbonat, der Rest derselben sowie die Magnesia an die Silikate gebunden. Der ursprünglich vorhandene Kalk, das Substrat des Augithornfelses, erscheint demnach als ein Kieselkalk von reichlich toniger, jedoch wenig dolomitischer Beschaffenheit. Der hohe Kieselsäuregehalt der Probe steht mit der nach der Bruchtiefe zunehmenden Verquarzung des Kontaktgesteines im Zusammenhange.

Der Augithornfels geht zuweilen dadurch, daß sich der Augit anreichert, in eine gänzlich melanokrate blaugrün gefärbte Gesteinsart über, welche als typischer Augithornfels anzusehen wäre, anderseits übergeht es häufig in eine reinweiße Gesteinsmodifikation, deren farblose Silikate dergestalt dominieren, daß farbige Komponenten nur sporadisch eingesprengt sind oder gänzlich fehlen. Ein solches Gestein ist dann kein Augithornfels mehr, sondern muß nach den vorherrschenden Kalknatronfeldspäten als Plagioklasfels bezeichnet werden. Der melanokrate blaugrüne Augithornfels erscheint teilweise serpentinisiert.

2. Amphibolhornfels.

Derselbe gehört wohl auch zu den herrschenden Gesteinsabänderungen der Reigersdorfer Kontaktlagerstätte, tritt aber dessenungeachtet an Menge hinter den Augithornfels zurück, mit dem er in wiederholte Wechsellagerung tritt; er ist durch seine bemerkenswert gneisähnliche Schieferstruktur, sowie durch

seine schwarze Streifung und Bänderung auffällig, was durch eine exakt parallele Anordnung der farbigen Komponenten hervorgerufen wird.

Die wesentlichen Gemengteile der mächtigeren hellen Gesteinslagen sind: Oligoklas-Andesin, Orthoklas nebst Mikroklin und Quarz; hierzu tritt da und dort mehr oder weniger Kalzit, während die Feldspäte sich meist in Muskovit umwandeln. Dagegen bestehen die dunklen Lagen aus blaugrüner Hornblende (Pargasit), Augit nebst wenig Epidot und endlich Biotit, welche zu dicken, parallel geradlinigen, schwarzen Schnüren zusammengedrängt erscheinen. Akzessorisch sind: Titanit, Magnetit und Zirkon. Der Biotit ist jedenfalls aus Hornblende entstanden, er zeigt häufig hexagonale Umrisse und verwandelt sich ebenfalls in Muskovit, mit dem er zum Teil parallel verwachsen erscheint.

Streifen und Bänder heller Quarzfeldspatlagen, sowie unregelmäßige Partien davon wechseln mit dunklen hornblende- und augitreichen schlierenartig ab. Die Struktur dieses überwiegend leutokraten Gesteines ist eine panallotriomorphe, wie sie für Kontaktgesteine stets charakteristisch bleibt. Offenbar ist der schwarzstreifige gneisähnliche Amphibolhornfels aus mehr oder weniger dickschiefrigen Einlagerungen mergeliger Varietäten des ursprünglichen Kalksteins entstanden.

Gegen die Bruchtiefe hin wird (wie bereits oben erwähnt) die weiße Plagioklasgrundmasse der Augithornfelse, sowie auch der Amphibolhornfelse durch rauchgrauen Quarz verdrängt, dessen Masse nach der Tiefe in den Gesteinslagen zunimmt; was auf steigende Azidität nach unten hinweist.

Stellenweise häuft sich die Hornblende mit dem Augit zu dunklen 3—10 *cm* dicken Bändern, parallelen Lagen und unregelmäßigen Nestern im Amphibolhornfelse zusammen, welche dem Amphibolit vollständig gleichen und neben den genannten farbigen Komponenten, Orthoklas- und Plagioklaseinsprenglinge, sowie etwas Quarz enthalten; akzessorisch sind Titanit und Apatit; auf dem Hauptbruch sekundärer Muskovit. Die nähere Bestimmung des Plagioklases ist durch die stark undulöse Auslöschung erschwert.

3. Granathornfels.

Derselbe tritt an Menge unter den vorherrschenden Varietäten in unserem Kontaktgestein an dritte Stelle; es ist dies ein mehr oder weniger melanokrates, ebenfalls feinkörniges Gemenge folgender Bestandteile: vorwaltend ist Granat und spätiger Kalzit, der reichlich vorhanden, in dessen Nähe sich gewöhnlich der Wollastonit findet; außerdem enthält dieser Hornfels Zoisit, als Umwandlungsprodukt der Plagioklase, hie und da eingesprengte grüne Flecken bestehen aus diopsidischem Augit, ferner Quarz in untergeordneten Körnern.

Die sehr zahlreichen hyazinthroten bis pomeranzgelben Granatkörner zeigen häufig die Tendenz zu kristallographischer Ausbildung

nach ∞O, sie liegen gewöhnlich in einer Matrix von Kalzit oder werden von letzterem überrindet, wozu sich da und dort Vesuvian und Epidot gesellen. Grobkörnige, kristallographisch individualisierte Granatfelse, wie wir sie weiter unten bei Blauda antreffen werden, fehlen hier.

Durch den reichlichen Granat erlangt das Gestein im Gegensatz zu dem grünstreifigen Augithornfels eine rote oder rötliche Färbung. Oft findet man schon im Handstück die beiden Varietäten sub 1 und 3 der Art vereinigt, daß die einzelnen Stufen rot und grün gefleckt erscheinen, oder das Gestein zeigt parallel geradlinige Anordnung roter und grüner Streifen und Bänder, zuweilen in welliger und linsenförmiger Verflechtung: gebänderter Granataugitfels. Die grünen Streifen und Bänder sind reich an diopsidischem Augit; außerdem sieht man auf solchen Stufen ein strahliges farbloses bis weißes Mineral in zahllosen stengeligen Kriställchen aufblitzen, es ist Wollastonit. Die Struktur der Gemengteile ist auch in diesem Falle die typische Pflasterstruktur der Hornfelsgesteine, während die äußere Gesteinsstruktur überwiegend teils massig, teils dickplattig oder dickschiefrig erscheint.

4. Hornfelspegmatit.

Sporadisch und unregelmäßig in der übrigen Gesteinsmasse verteilt, besonders auf der Bruchsohle finden sich da und dort Kalksilikatfelse von großkörniger pegmatitischer Struktur, welche unsere besondere Aufmerksamkeit auf sich lenken.

Darin sind Orthoklas und Quarz, sowie grobspätiger Kalzit in daumengroßen Kristallen, beziehungsweise Aggregaten ausgeschieden, während die farbigen Komponenten diopsidischer Augit, etwas Epidot und Granat mehr oder weniger zurücktreten. Im Augitpegmatit bestehen die farbigen Gemengteile aus diopsidischem Augit und Epidot, während der Granat ganz untergeordnet ist, akzessorisch Titanit; dagegen tritt im Granatpegmatit der umgekehrte Fall ein, worin unter den farbigen Komponenten der Granat vorherrscht, während Augit und Epidot nur akzessorisch auftreten. Eine dritte Modifikation dieser Hornfelspegmatite ist der Kalzitpegmatit, derselbe enthält überwiegend Kalzit, hierzu kommen als wesentliche Gemengteile Orthoklas, Plagioklas (der Oligoklas-Andesinreihe) und etwas Quarz, während farbige Silikate auf den sporadisch eingesprengten Augit beschränkt bleiben.

Auch diese Gesteine zeigen typische Hornfelsstruktur, alle Gemengteile sind allotriomorph ausgebildet und schließen sich wechselweise ein. Der Habitus dieser großkristallin ausgebildeten Hornfelse ist ein auffallend pegmatitähnlicher, welcher durch schriftgranitähnliche Verwachsungen von Quarz und Feldspat noch erhöht wird. Jedenfalls beweist die gleichzeitige Entstehung der Mineralien und ihrer großen Dimensionen ein langsames Wachstum, gleich wie bei dem normalen Pegmatit, in einer langen pneumatolithischen Periode. Auf diese

granitoiden Strukturen in unserem Kontakthofe zu Reigersdorf werde ich noch später zurückkommen.

Zuweilen kann man in der übrigen Kalksilikatmasse die Erscheinung wahrnehmen, daß Quarz, Feldspäte, Granat, Augit und Hornblende das Bestreben darbieten, sich in selbständigen Massen als Leisten, Trümmer, Adern und Konkretionen abzuscheiden, dergestalt, daß das Gestein fast ganz aus ihnen zu bestehen scheint.

Gesteinsarten der Schichtenköpfe in dem Kalksilikatbruche zu Reigersdorf.

Am Tage, dem Kopf der Schichten, und am Hangenden kommt, wohl nur als Seltenheit, der ursprüngliche Kalkstein noch teilweise erhalten vor, sowie auch Reliktstrukturen noch auf seine ursprüngliche Beschaffenheit hinweisen. Es sind die folgenden Gesteinsarten:

1. Marmorisierter Kalkstein.

Ein blaugraues feinkörniges Gestein bestehend, aus polysynthetisch verzwillingten, gleich großen allotriomorphen Kalzitindividuen, die ein kompaktes Gewebe bilden, und worin sehr zahlreiche zum Teil kristallographisch individualisierte Körner von gras- und ölgrünem diopsidischem Augit und einzelne Quarzkörner eingewachsen sind. Das Gestein zeigt ein dickschiefriges Gefüge und braust stark mit Säuren. Ich fand diesen Kalkstein ganz oben auf der Steinbruchskoppe nahe dem Tage.

2. Kalksilikatknollen.

Zusammengesetzt aus einem feinkörnigen Gemenge zahlreicher Kalzitkörner mit gegenseitiger Verzahnung und in den Zwickeln viel blättriger Chlorit (aus Granat hervorgegangen), außerdem treten vereinzelte Orthoklas- und Quarzkörner auf. Als akzessorische Gemengteile finden sich Epidot und Granat, u. d. M. werden Magnetit und Zirkon sichtbar. Die Kalksilikatknollen sind faust- bis kopfgroß, lassen sich beim Bruchabraum aus dem übrigen Gerölle aushalten oder sie fallen aus der anstehenden Gesteinsmasse frei heraus.

Dicht unter dem Rasen, von den Schichtenköpfen abwärts in das Felsinnere vordringend, sind die Kalksilikatfelse lokal in ein erd- bis hellaschgraues, glanzloses, mattes und gebreches Gestein umgewandelt, worin farbige Silikate bloß untergeordnet erscheinen. Diese Gesteinsumwandlung reicht höchstens in 1—3 *m* Tiefe und verliert sich weiter abwärts gänzlich, wo die Kalksilikatfelse in ihrem unversehrten frischen Zustande einsetzen. Das metamorphe Gestein besteht teils aus spätigem Skapolithfels, teils aus feinkörnigem Zoisitfels, und zwar:

3. Skapolithfels.

Derselbe läßt schon makroskopisch die Spaltflächen seines Hauptgemengteiles, des stengeligen Skapoliths, erkennen; dieser erscheint meist derb in grobkörnigen Aggregaten, aber auch in langgestreckten Prismen oder kurz- und dicksäulenförmig, in den sehr zahlreichen Drusenräumen frei ausgebildet. Hierzu treten noch grüne Partien und eingesprengte Partikel von angehäuftem diopsidischem Augit, teilweise in grünlichschwarze wirrstrahlige, linealartige Kristallgruppen von Hornblende, sowie in Epidot umgewandelt, der in Drusen als sechsseitige Säulen ausgebildet; ferner da und dort größere Granatkörner. Gleichmäßig verteilt ist wenig Plagioklas der Lobrador-Bytownitreihe, akzessorisch ist Muskovit. Außerdem umschließt der Skapolithfels Quarz in vereinzelten Körnern und größeren Bestandmassen als Adern, Leisten und Trümmer, ferner Kalzit teils in älteren gitterförmig gestreiften Zwillingsaggregaten, teils in jüngeren grobspätigen Aggregaten und rhomboedrischen Kristallen zu nestförmigen Partien vereinigt.

Auf den oben beschriebenen Gesteinsdiaklasen finden sich im Skapolithfels größere Drusenräume, worin der Skapolith auskristallisiert schöne Drusen und Gruppen bildet, die in jeder Sammlung einen Platz verdienen. Die Skapolithkristalle sitzen zuweilen auf diopsidischem Augit, der sechsseitige Prismen formt; ferner bemerkt man in den Drusen neugebildeten Albit auf Skapolith aufgewachsen und zwischen dem letzteren Ilmenit eingestreut. Ein zweites Vorkommen besteht aus zahlreichen Epidotsäulen ohne Endflächen auf derben und kristallisierten Skapolith aufgewachsen; außerdem sitzen auch hier kleine Albite auf Skapolith, dazwischen Ilmenit.

4. Zoisitfels.

Ein sehr feinkörniges hell erdgraues Gestein, das fast zur Gänze aus Klinozoisit besteht; untergeordnet sind Reste von Plagioklas, zartschuppiger Muskovit, der sich auf Kosten des Orthoklases gebildet hat, vereinzelte größere Quarzkörner, da und dort Nester von neugebildetem spätigem Kalzit, selten sind Chlorit und Titanit. Stengelige und faserige Aggregate sind ebenfalls selten.

Zoisitfels und Skapolithfels sind miteinander dergestalt verwachsen und durch zahlreiche Übergänge innerhalb derselben Gesteinsmasse verknüpft, daß sie sich im Felde oft schwer voneinander trennen lassen.

Es dürfte wohl keinem Zweifel unterliegen, daß Skapolithfels und der mit ihm verbundene Zoisitfels Umwandlungsprodukte der basischen Plagioklase der Kalksilikatfelse sind, was sich durch mannigfaltige Stadien des Überganges aus dem frischen in das umgewandelte Gestein nachweisen läßt. Die größeren Skapolithindividuen bilden sich auf Kosten der mikroskopisch kleinen Plagio-

klase, demzufolge sich die ursprünglich feinkörnige Struktur des Kontaktgesteines in eine spätige, grobkörnige umwandelt.

Nachdem der Skapolithfels, sowie der Zoisitfels nur dicht unter dem Tage am Kopf der Schichten vorkommen, dagegen weiter abwärts, sowie in der Tiefe gänzlich fehlen, liegt die Gewißheit nahe, daß diese keineswegs pneumatolithischer Bildungsweise sind (wie in den Lehrbüchern geschrieben steht), sondern wir haben ein Produkt der atmosphärischen Verwitterung vor uns.

Hydatothermische Metamorphose und Verwitterung der Kalksilikatfelse zu Reigersdorf.

Die epigenetischen metamorphischen Veränderungen, welche die oben geschilderten Kalksilikatfelse nach ihrer Bildung erlitten haben, stellen sich als Nachklänge der pneumatolithischen Periode des großen Gneislakkolithen, beziehungsweise seiner Thermalwirkungen dar und machen sich (wie aus den obigen Ausführungen erhellt) als Umwandlungen in der Weise geltend, daß Orthoklas und Plagioklas in Muskovit, diopsidischer Augit zu Hornblende, diopsidischer Augit in Epidot, Hornblende zu Biotit, dieser in Muskovit metamorphisiert wurde.

Des öftern erscheint das sonst frische und glänzende Kontaktgestein matt und gelblichweiß, was durch die Kaolinisierung der Feldspäte, Chloritisierung der Augite und Hornblenden hervorgerufen wird; es büßt an seiner Kohärenz ein und wird viel weniger fest und gebrech. Auf den Spalten solcher metamorphosierter Kalksilikatfelse fand Verfasser zahllose mikroskopisch kleine langtafelförmige Zeolithkristalle angeschlossen, so den Weg bezeichnend, welchen die Thermalwässer genommen haben; sie sind zweifellos als das Produkt postvulkanischer Thermalwirkungen auf die in der Abkühlung begriffenen Gesteine anzusehen.

Dagegen sind durch die atmosphärische Verwitterung nachstehende Umsetzungen und Neubildungen hervorgerufen worden:

Plagioklase zu Skapolith und Zoisit; Einschlüsse von Augit im Skapolith sind in kristallisierte Aggregate von Hornblende und Epidot umgewandelt; Augit zum Teil serpentinisiert; Albit neu gebildet; der Granat erscheint da und dort, speziell in den Kalksilikatknollen, chloritisiert.

Aus obiger Darstellung der petrographischen Charaktere der Kalksilikatfelse geht hervor, das wir es bei Reigersdorf mit einem besonders hohen Grade der Kontaktmetamorphose zu tun haben, was sich in einer weit fortgeschrittenen Feldspatisierung und der Ausbildung grobkörniger pegmatitischer, beziehungsweise granitoider Strukturen ausspricht. Es beruht dies auf einer fast vollständigen Verdrängung der ursprünglichen Gesteinssubstanz, das ist des tonigen Kalkkarbonats, und dessen Ersatz durch gefärbte Kalk-

silikate und farblose kalkalkalihältige Silikate. Es fand eine ins feinste gehende Verteilung eines dünnflüssigen, kalifeldspatreichen, granitischen Magmas statt, welches in den klüftigen Kalksteinen ungehindert zirkulieren konnte. Nach der Tiefe erscheint die Silizifikation der Kontaktgesteines auf Kosten der Plagioklase in Zunahme begriffen.

Endomorphe Kontaktgebilde, Ganggesteine von aplitischem Habitus.

Die bisher betrachteten Kontaktgesteine sind durchweg exomorpher Natur und es entsteht nun die Frage nach den endomorphen Kontaktwirkungen. Bei der großen Mächtigkeit der Kalksilikatlager und den vielfachen Zerstörungen, die sie durch die Talerosion erlitten haben, sowie bei dem Umstand, daß die Grenzfläche gegen das Nebengestein fast gar nicht oder nur sehr mangelhaft bloßgelegt ist, erschien die Auffindung von endomorphen Kontakterscheinungen sehr erschwert. Nach langen aufmerksamen Beobachtungen und Nachforschungen ist dies endlich gelungen. Insbesondere die Frage nach dem Liegenden der Kalksilikatlinse ist schwierig zu beantworten, weil dasselbe durch die Erosion bis zur Talsohle abgetragen ist und die Schichtenköpfe durch Ackererde und Taggerölle verdeckt sind. Nach allen Merkmalen, ausgewaschenen und ausgeackerten Felsblöcken, zahllosen in der Ackererde eingestreuten Stufen zu schließen wird jedoch das Liegende durch einen mächtigen Lagergang von Aplit gebildet. Aber nicht nur am Liegenden, sondern auch im Hangenden des großen Kalksilikatbruches zu Reigersdorf beobachtet man tief in der Ackererde hinab und der Geröllschicht darunter so viele Stufen aplitischer Gesteine, daß über deren Auftreten in der Tiefe als zahlreiche Gänge kein Zweifel obwalten kann. Das unmittelbare Hangende bildet wohl ein schiefriger Biotitmuskovitgneis, der jedoch von Aplitgängen durchsetzt erscheint.

Diese aplitischen Ganggesteine weisen durch ihre mineralogische Zusammensetzung auf Resorption von Kalkstein durch den Granit hin, sie zeigen eine geringere Menge von alkalifreien farbigen Gemengteilen und ein noch feineres Korn, herrschende hypidiomorph-körnige Struktur mit Neigung zum Porphyrischen. Diese Gesteine brausen nicht mit Säuren und sind gänzlich kalkfrei; ihre Grundmasse besteht aus Mikroklin und gleich viel Plagioklas, und zwar Albit und Oligoklas, während Quarz dagegen bezüglich Menge an dritte Stelle rückt. In gedachter Grundmasse finden sich zahlreiche Einsprenglinge von diopsidischem Pyroxen in hellgrünlichgrauen und lichtgrünen länglichen und anders geformten Körnern, ferner als vollständige an beiden Polen ausgebildete flaschengrüne langsäulenförmige Kristalle, gewöhnlich bloß Durchschnitte der Kristalle nach dem klinodiagonalen Hauptschnitt. Akzessorisch Granat ziemlich häufig, zahlreiche miralolithische Räume mit Zellen resorbierter Quarzkristalle. Es ist dies ein Pyroxenaplit.

Derselbe steht mit anderen Varietäten in Verbindung, und zwar mit Pyroxen-Biotitaplit und Hornblende-Biotitaplit. In der letzteren Varietät wird der Pyroxen durch Hornblende verdrängt, so daß er fast gänzlich fehlt. Die Hornblende zeigt allgemein Umwandlung in schwarzbraunen Biotit und silberweißen Muskovit, welch letzterer auch aus den Feldspäten hervorgeht. In den Anhäufungen farbiger Silikate findet sich sehr häufig der Granat.

Die gedachten Aplite sind massige, sehr spröde, unregelmäßig nach allen Richtungen zersprengbare Gesteine, deren oben angeführte Varietäten rasch miteinander abwechseln, so zwar, daß sie oft an demselben Handstück wahrzunehmen sind. Die Struktur dieser stark leutokraten Gesteine von weißer bis erbsgelber Färbung ist, wie bereits gesagt, hypidiomorph, was sich jedoch durch wechselseitiges Einschließen der Sukzession: Pyroxen — Feldspäte — Quarz äußert.

Der Pyroxen- und Hornblendeaplit tritt in zweifacher Weise auf: als Lagergang an der Grenzfläche von Kalksilikatgestein und Biotitmuskovitgneis; ferner als echte Gänge inmitten eines gleichen Biotitmuskovitgneises. Die gemeinsamen Merkmale der Aplite mit den Kalksilikatgesteinen: verwandte Pyroxene und Amphibole in beiden, das Vorkommen von Granat etc. weisen auf die Mitwirkung ähnlicher Faktoren bei der Bildung, beziehungsweise Kristallisation in beiderlei Gesteinen hin. Ihre Bildung ist mit großer Wahrscheinlichkeit auf die Resorption von Kalkstein durch granitisches Magma zu erklären.

Es sind dies endomorphe Kontakterscheinungen von besonderem Interesse, welche bisher wenig oder gar nicht beobachtet wurden. Sie bilden Spaltenausfüllungen magmatischen Ursprunges, wobei benachbarte Kalksteinmassen zur Einschmelzung gelangten. Nach ihrer wohl erhaltenen Struktur zu schließen, gehören sie zeitlich derselben Periode letzter intrusiver Nachschübe des granitischen Magmas an, der wir die Pegmatitgänge zu verdanken haben, wobei in nachfolgender lang andauernder Periode pneumatolithische Prozesse zur Mitwirkung gelangten.

Die Nebengesteine der Kontaktlagerstätte bei Reigersdorf.

Das herrschende Gestein bei Reigersdorf und in der Umgebung seiner Kontaktlagerstätte bildet der bereits in der geologischen Übersicht erwähnte und von Prof. Becke aus der Kepernik-Hochschargruppe des Hohen Gesenkes näher bekannt gewordene

feldspatreiche Orthobiotitaugengneis

von mehr oder weniger grobflaseriger Struktur, ausgezeichneter Parallelschieferung und dicker Bankung. Erbsengroße, rundliche Körner von Orthoklas liegen in einer hauptsächlich aus Plagioklas (Albit) bestehenden Grundmasse, ferner linsenförmige Körner von Quarz und parallel auf den Schichtflächen verteilter

Biotit, hie und da blitzen farblose Muskovite auf. Um die Orthoklase zeigen sich Partien von mikropegmatitischer Struktur, der aus Plagioklaskörnern und Quarzstengeln bestehenden Füllmasse. Akzessorische Gemengteile wurden gefunden: Magnetit, Titanit, Apatit, Zirkon und Orthit. Die Schieferung wird durch die Biotitflasern hervorgebracht, parallel dazu liegt die Bankung. In den Randpartien des Gneisgewölbes wird das Gestein feinkörniger. Muskovit wird häufiger, der Feldspat tritt porphyrartig hervor, die Menge des Biotits ist abnehmend.

Am Ziegenstein und Mittelberg nördlich Reigersdorf steht das Gestein in großen nackten Klippen zutage und fällt durch seine hasel- bis walnußgroßen Feldspataugen auf. Dasselbe grobkörnige und grobflaserige, großklotzig und granitähnlich abgesonderte Gestein mit seinen zum Teil zickzackförmig und gekröseartig gewundenen Biotitflasern kommt besonders prächtig am Kappellenberge bei Aspendorf vor.

Das unmittelbare Hangende des in Rede stehenden Kalksilikatlagers fand sich in dem Versuchsbruche auf der Talsohle, rechts dicht am Dorfwege, genau gegenüber dem Bauernhause Nr. 5, ungefähr 30 *m* oberhalb dem großen Kalksilikatbruche instruktiv aufgeschlossen. Das Gestein erscheint sehr glimmerreich, feinkörnig, flaserig, überwiegend dick- und krummschiefrig, seltener dünnschiefrig und ist dadurch bemerkenswert, daß neben braunem und schwarzem Biotit farbloser bis silberweißer, feinblättriger Muskovit in das Gesteinsgefüge als wesentlicher Gemengteil eintritt, während sich der Granat auch hier in einzelnen Körnern vorfindet. Biotit und Muskovit sind innig miteinander verwachsen und halten sich bezüglich der Menge das Gleichgewicht, demzufolge das Gestein als Biotitmuskovitgneis definiert erscheint. Dasselbe ist von zahlreichen Aplit- und Pyroxenaplit-, sowie von Pegmatiteinlagerungen gangförmiger Natur durchsetzt.

Weiter im Hangenden wechsellagert das Gestein mit hellem feldspatreichem, glimmerarmem Biotitaugengneis in Lagen zunehmender Mächtigkeit, während bei 150 *m* vom großen Bruch talaufwärts ein mächtiger Pegmatitgang einsetzt.

Im Liegenden der Kalksilikatlinse wird der mächtige Lagergang von Pyroxenaplit von einem gleichen Biotitmuskovitgneis unterteurft, wie er am Hangenden lagert. Vom Kalksilikatbruch 50 *m* südöstlich entfernt erscheint der Gneis durch seinen Reichtum an Biotit dünnschiefrig und führt zahlreiche hyazinthrote Granatkörner, akzessorisch Titanit und Apatit; von da weitere 50 *m* entfernt ist der Gneis ein typischer feldspatreicher Orthobiotitaugengneis und enthält Einlagerungen von gebändertem Feldspatamphibolit.

Wie bereits oben angeführt, wird der herrschende grobflaserige Biotitaugengneis des eingangs geschilderten Gneisgewölbes von zahlreichen Stöcken, Lagern und Gängen jüngerer Ganggesteine durchsetzt, welche auf wiederholte eruptive Nachschübe, sowie auf eine langandauernde pneumatolithische Periode hinweisen. Die gedachten Ganggesteine, welche die Ganggefolgschaft der großen Gneislakkolithen

repräsentieren, sollen nun in der Reihenfolge nach ihrem Alter von den älteren zu den jüngeren besprochen werden, und zwar gehört hierher zunächst der

Orthomuskovitgneis

(Muskovitgranitgneis.)

Derselbe kommt meistenteils in Kuppen und mächtigen Lagergängen vor, er durchbricht den Orthobiotitaugengneis, wofür das beiderseitige Abfallen des letzteren von jenem spricht, was an mehreren Beobachtungspunkten festgestellt werden konnte. Schon M. V. Lipold[1]) hat dieses Verhalten des Muskovitgranitgneises beschrieben. Abgesehen von diesen Lagerungsverhältnissen ergibt sich andernteils aus der noch zum großen Teil erhaltenen granitähnlichen richtungslosen Struktur des Granitgneises, also aus dem geringeren Grade der Gesteinsmetamorphose, daß derselbe das jüngere Eruptivgebilde darstellt, als die viel stärker dynamometamorphisch beeinflußte Hauptmasse des Gneislakkolithen.

Dieser Muskovitgranitgneis ist meist grobklotzig bis massig und zerfällt in kubikmetergroße wollsackähnliche Felsblöcke; jedoch kehrt sehr häufig die Tendenz zurück, daß innerhalb der grobkörnigen, richtungslos granitischen Struktur die großen Glimmerlamellen eine bestimmte Richtung annehmen und den Übergang in schiefrige Struktur herstellen.

Die mineralogische Konstitution desselben ist: vorwaltend ein gelblich und rötlich gefärbter Orthoklas und Mikroklin, mit wenig saurem Plagioklas (Albit), hell- und dunkelrauchgrauem Quarz in Körnern, welcher gegen den Feldspat an Menge sehr zurücktritt, viel silberweißen Muskovit in großen Lamellenpaketen, der oft auf den Wandungen miralolithischer Räume und den Strukturflächen sitzt, spärlich ist Biotit in weit schwächeren Paketen und einzelnen oft quergestellten Lamellen. Akzessorisch sind ferner Turmalin und Granat, sowie Ilmenit; als Vertreter des Glimmers sind lokal Hornblende und Augit zu beobachten. Charakteristisch ist die Tendenz zur Drusenbildung und schriftgranitischer Struktur sowie das Mitvorkommen von Pegmatit (im engeren Sinne) als gangförmige und peripherische Einschaltungen.

Die pegmatitische Struktur des Muskovitgranitgneises kehrt sehr häufig wieder, wobei die stets rötlich oder nur gelblich gefärbten Feldspäte, sowie die glasigen Quarze gewöhnlich haselnußgroß sind, sie erreichen jedoch häufig die Größe welscher Nüsse oder sie können, wiewohl seltener, hühnerei- bis faustgroß werden. Neben diesem grob- und großkörnigen, stets massig und großklotzig abgesonderten Granitgneis treten jedoch auch sehr feinkörnige Strukturen von dickbankiger Absonderung in demselben Gesteinsverbande auf.

Der in Rede stehende Granitgneis kommt unterhalb des Reigers-

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., 1859, X. Jahrg., pag. 236.

dorfer Kalksilikatbruches, zirka 500 *m* südöstlich entfernt, als ein mächtiger Lagergang vor, der, nach den am Tage, im sogenannten „Pfaffenbusch", angehäuften, viele Kubikmeter großen, wollsackähnlichen Blöcken zu schließen, eine Breite (normal zum Streichen) von zirka 400 *m* einnimmt und von grobkörnigem glimmerreichem Pegmatit gangförmig durchtrümmert, sowie gegen die Grenzfläche in sehr feinkörnigen glimmerarmen Aplit übergeht.

Weiter südlich von Reigersdorf, insbesondere im Bürgerwald erscheinen die gangförmigen Injektionen von Muskovitgranitgneis, sowie von Pegmatit immer zahlreicher, so daß diese den Biotitaugengneis fast ganz verdrängen.

Dieser Muskovitgranitgneis ist entschieden durch Dynamometamorphose aus einem Muskovitgranit hervorgegangen, welche jedoch nicht gleichmäßig durch alle Gesteinspartien gewirkt hat, so daß die richtungslos granitische Struktur noch zum Teil erhalten blieb. In dem Gestein ist eine saure Ausbildungsform desselben granitischen Magmas, beziehungsweise eines Teilmagmas davon zu erkennen, es ist dies eine kieselsäure- und glimmerreiche Faziesbildung des ursprünglichen Biotitgranits. Die größere Azidität ist in dem großen Reichtum an Feldspäten und dem massenhaften Muskovit begründet. Die Bildung des letzteren dürfte wohl auf den Beginn der pneumatolithischen Periode der großen Gneislakkolithen zurückzuführen sein.

Zu der Ganggefolgschaft des zentralen Gneisstockes gehören ferner:

Gesteine von pegmatitischem Habitus.

Sowohl der Orthobiotitgneis als auch der Orthomuskovitgneis sind in der Umgebung von Mährisch-Schönberg von zahllosen Pegmatitgängen durchschwärmt: sie zeigen vorwaltend eine grob- bis großkörnige Struktur mit pegmatitischer, beziehungsweise schriftgranitischer Verwachsung und sind außerdem zum Teil durch die Führung zahlreicher akzessorischer Mineralien ausgezeichnet. Überwiegend sind Muskovitpegmatite verbreitet, Turmalinpegmatite dagegen erscheinen selten und untergeordnet.

Oberhalb des Kalksilikatbruches zu Reigersdorf, 150 *m* gegen NW entfernt, befindet sich ein solcher Lagergang von großer Mächtigkeit von Biotitmuskovitgneis umschlossen. Seine Hauptgemengteile sind daselbst weißer grobspätiger Orthoklas und Mikroklin, farbloser und rauchgrauer Quarz, silberweißer, stark glänzender Muskovit in dicken Paketen übereinander gelagerter Lamellen; als Nebengemengteil ist spärlich Biotit in hexagonalen Umrissen seiner schwarzen Lamellen zu sehen; als Übergemengteile sind da und dort Granat und Turmalin vertreten. Die Struktur ist grobkörnig echt pegmatitisch: miralolithische und Drusenräume häufig.

Der oben geschilderte 500 *m* unterhalb der Reigersdorfer Kalksilikatlagerstätte durchziehende Lagergang von Mus-

kovitgranitgneis wird ebenfalls von Pegmatiten begleitet und durchtrümmert, welche neben dem massenhaften großblättrigen Muskovit noch Turmalin und etwas Granat als Nebengemengteile enthalten; das Gestein entbehrt jeder größeren Festigkeit, es ist ohne Elastizität, häufig pelzig bis fast mürbe. Bereits M. V. Lipold[1]) erwähnt in der Gegend von Mährisch-Schönberg die „größtenteils pegmatitischen Gesteine“, welche mit echten Gneisen und Hornblendeschiefern dort in größerer Zahl auftreten, allein er hält sie nicht für „Granitgänge im Gneise“, sondern er führt sie auf „bloße Verschiebungen, Verdrückungen der Gneisschichten“ zurück.

Der ausgezeichnet pegmatitische Charakter der zahllosen, zum Teil mächtigen Pegmatitgänge, die unseren Gneislakkolithen durchschwärmen und mit Gesteinen von aplitischem Habitus in Verbindung stehen, sowie mit diesen oft auf demselben Gange durch Übergänge verknüpft sind, lassen auf eine langandauernde und intensive Beteiligung pneumatolithischer Agenzien bei deren Bildung zurückschließen.

Schon unmittelbar nach den eruptiven Nachschüben des Muskovitgranits kamen pneumatolithische Vorgänge zur Mitwirkung, woraus sich die Muskovitmassen im letzteren Gestein erklären. Derselben Periode intrusiver Nachschübe granitischen Magmas und der Gasemanationen, denen wir die Aplit- und Pegmatitgänge zu verdanken haben, gehört auch die gleichzeitig damit stattgehabte Bildung der Kalksilikatfelse an, wie noch weiter unten des näheren ausgeführt werden wird. Eine Veränderung der Pegmatite und Aplite durch Gebirgsdruck ist nicht wahrzunehmen; jedenfalls sind diese Gänge erst nach der Gebirgsbildung und den übrigen Massenbewegungen entstanden.

Oberhermesdorf.

Dieses Vorkommen ist nur von untergeordneter Bedeutung, denn es ist auf mehrere geringmächtige Einschaltungen im Orthobiotitaugengneis beschränkt, welche dagegen in ansehnlicher Verbreitung an den Gehängen des Temenitztales und des Märzdorfer Baches zutage treten. Die einzelnen Fundorte reihen sich vom Liegenden zum Hangenden, im Temenitztal aufwärts schreitend, wie folgt aneinander.

1. Am linken Talgehänge, 0·3 *km* oberhalb der Oberhermesdorfer Kirche, treten mehrere Stöcke von jüngerem grobkörnigem feldspatreichem Biotitgranit zutage, dessen hochaufstrebende, zu grobem Grus zerfallende Massen in zwei großen Sandgruben gewonnen werden, und zwar für Bauzwecke sowie zur Besandung der Wege, Garten- und Parkanlagen in Mährisch-Schönberg und Umgebung Verwendung finden. Der Granit durchbricht hier den weit älteren Augengneis. In einer zwischen die Granitmassen eingeklemmten Gneispartie, welche augenscheinlich sehr starken

[1]) L. c. pag. 229.

Quetschungen und Störungen unterworfen war, fand sich eine geringmächtige, jedoch sehr charakteristische Einlagerung von Kalksilikathornfels, welche oben und unten von zerquetschtem und demzufolge auch stark zersetztem Biotitgneis umschlossen wird.

Demselben Vorkommen gehört das hier von G. v. Bukowski[1]) 0·5 *km* weiter nordöstlich aufgefundene „kontaktmetamorphische Gestein“ an, das im Augengneis dicht an der Grenze gegen den Granit lagert.

2. Am Scheitel des Gebirgsrückens, welcher die Wasserscheide zwischen Teß und March bildet, nächst dem letzten zu Oberhermesdorf gehörigen Hause, und zwar in dem Steinbruche am Rechtsgehänge des Landwirtes Wagner findet sich Kalksilikatfels inmitten von blaugrauem, meist frisch erhaltenem Biotitaugengneis eingelagert, jedoch schon nächst der Grenze gegen den im Hangenden folgenden Chloritgneis. Das geringmächtige Kontaktgestein steht mit bis 1·0 *m* mächtigen Pegmatitgängen in Verbindung, welche den Biotitgneis nach verschiedenen Richtungen durchziehen. Die Lagerungsverhältnisse sind hier ungestört und normal, das Streichen 3 h $7^1/_2$ gd, das NW-Fallen unter ∢ 70° gerichtet.

3. Von dem oben erwähnten letzten Hause zu Oberhermesdorf (am Gebirgsscheitel) ungefähr 0·4 *km* entfernt, im Marchtal abwärts gegen Böhmisch-Märzdorf, trifft man am Rechtshang in dem Steinbruche des Landwirtes Bösel die bemerkenswerten Einlagerungen von dem gedachten Kalksilikathornfels, welche hier typischen Biotitaugengneis in mehreren Bänken von 1·0 bis 2·0 *m* Mächtigkeit eingeschaltet sind; diese verbreiten sich hier über ein Terrain von zirka 25 *m* Breite (senkrecht auf das Streichen gemessen) und sind zirka 50 *m* dem Streichen nach aufgeschlossen; an der Grenze im Hangenden folgt auch hier Chloritgneis. Das Streichen der Kalksilikatbänke sowie konform damit des Gneises ist 3 h $7^1/_2$ gd, das Fallen gegen 21 h $7^1/_2$ gd unter ∢ 60—70°. Im unmittelbaren Liegenden wird auch hier der Kalksilikatfels von aplitischen Gesteinsbänken begleitet, während Pegmatitgänge den Gneis im Hangenden und Liegenden durchtrümmern.

Es unterliegt wohl keinem Zweifel, daß mit der Aufzählung obiger Fundorte der Kalksilikatfelse ihre Zahl noch lange nicht erschöpft ist, vielmehr steht zu erwarten, daß mit dem fortschreitenden Steinbruchsbetriebe, mit dem Bau neuer Straßenzüge und anderer Bauten weitere Vorkommen dieser Art zum Aufschluß gelangen werden.

Die Kalksilikatfelse der oben angeführten Fundstellen gleichen durchaus den von Reigersdorf beschriebenen Varietäten, während sie von den bei Blauda vorkommenden wesentlich verschieden sind; dieselben bestehen bei Oberhermesdorf überwiegend aus einem weißen Plagioklasgestein der Oligoklas-Andesinreihe, worin Augit und

[1]) Erläuterung zum Kartenblatt Mährisch-Neustadt und -Schönberg, 1905, pag. 24.

Hornblende teils eingesprengt, teils zu Streifen und Bändern geordnet als farbige, wesentliche Gemengteile auftreten; es herrschen hier also dieselben leutokraten Augit- und Amphibolhornfelse vor, wie wir sie bei Reigersdorf kennen lernten, während Granatfelse nur auf untergeordnete rote Streifen und Bänder beschränkt bleiben. Der vorherrschende Augithornfels fällt auch hier durch seine Epidotisierung ins Auge, wobei sich der Augit in pistaziengrüne Epidotkörner umwandelt oder in säulige Aggregate umkristallisiert.

Blauda.

Vom Nordausgange des Dorfes Blauda, 400 *m* entfernt, befindet sich rechts am Wege zur Fronleichnamskirche im sogenannten Hradiskowalde ein zirka 600 *m* langes, 250 *m* breites Waldterrain, das mit zahlreichen Steinbruchspingen, verlassenen Steinbrüchen und einem großen, gegenwärtig (1907—1908) im Betriebe befindlichen Steinbruche bedeckt ist. Hier wurden seitens der Gemeinde Blauda im Laufe der letzten Jahrzehnte hauptsächlich Schottersteine zum Zwecke der Straßenbeschotterung für die Reichs- und Bezirksstraßen gebrochen, ein Material, das wegen seiner großen Härte bis heute sehr geschätzt wird.

Das Gestein hat bisher in lithologischer und geologischer Beziehung eine sehr verschiedenartige Auffassung gefunden, deren Einzelnheiten bereits weiter oben angeführt wurden. M. V. Lipold[1]) hielt es für ein inniges Gemenge von Orthoklas und Quarz, dem Eisenkalkgranate sehr zahlreich eingewachsen sind, er berichtet ferner, daß das granulitähnliche Gestein ein 3—4 Klafter mächtiges Lager bildet, das von Granitgneis umschlossen wird; das führte ihn zu der irrtümlichen Deutung, daß das in Rede stehende Gestein eine Varietät des „Granitgneises“ sei.

V. Neuwirth[2]) schreibt darüber: „Dieses eigentümliche Gestein kommt in 6—8 *m* mächtigen Massen in der Kontaktzone des dort aufgeschlossenen Granits und zwar in einem rötlichen Granitgneise vor: es grenzt im Süden an Granit, im Osten an Granitgneis, im Norden an Phyllitgneis und im Westen an Phyllit.“ Diese Schilderungen stehen, wie wir uns weiter unten überzeugen werden, mit den tatsächlichen Lagerungs- und petrographischen Verhältnissen im unlösbaren Widerspruche und erscheinen nicht danach, um daraus Belehrung zu schöpfen, vielmehr wird in diese Sache nur Verwirrung hineingetragen.

Das Blaudaer Kontaktgestein ist richtig nichts anderes als Kalksilikathornfels, der in mehreren rasch wechselnden Varietäten vertreten ist, und welcher aus teils massigen, teils geschichteten Gesteinspartien besteht; letztere sind aus 0·3, 0·6 bis 1·0 *m* mächtigen Bänken aufgebaut; dasselbe bildet ein linsenförmiges

[1]) L. c. a. a. O.

[2]) Die Kontaktminerale von Blauda. Zeitschr. d. mähr. Landesmuseums, 1907, VII. Bd., 2. Heft, pag. 125.

Lager, dessen allgemeines Streichen nach 4 h, sein Verflächen 22 h unter ∢ 40 bis 45° gestreckt ist; es wird von zwei wichtigen Systemen von Diaklasen durchschnitten, davon die streichenden Kreuzklüfte 4 h streichen, 10 h unter ∢ 60° fallen, sie folgen sich in Abständen von 0·2 bis 0·5 und 0·8 *m*, während das Streichen der Querklüfte 24 h, das Fallen 6 h unter ∢ 80° gestreckt ist, die weniger deutlich ausgebildet und im Abstande von 0·5 bis 1·0 *m* aufeinander folgen. Wegen dem (zum Terrain) wiedersinnigen Schichtenfallen sind die Steinbrecher bei der Arbeit genötigt, die obigen Kreuzklüfte auszunützen.

Das Kalksilikatlager wird von dem Blaudaer Herrengrunde (Pani dul) in der ansehnlichen Breite von 250 *m* durchschnitten und erstreckt sich gegen NO (genau 4 h) zirka 500 *m* im Hradiskowald auf dem Terrain zahlreicher, meist verfallener Steinbrüche und Pingen; aber auch gegen SW (genau 16 h) konnte seine Fortsetzung jenseits des Blaudaer Erosionstales (Pani dul = Herrengrund) auf den gegenüberliegenden Höhen (Kostelni vrch = Kirchenhöhe) auf zirka 300 *m* Länge konstatiert werden, obwohl hier das Vorkommen zunächst durch die Auswaschung unterbrochen und mit mächtigen Lößmassen verdeckt ist, daher auch dort Steinbruchsbetrieb fehlt. Demzufolge bildet also das Kalksilikatlager eine riesige Steintafel von 800 *m* Länge und 220 *m* Breite, deren totale Mächtigkeit ich durch Berechnung und Zeichnung mit 140 *m* ermittelt habe; dasselbe setzt unter die Talsohle hinab, seine Lagerungsverhältnisse sind aus dem beiliegenden Profil, Tafel XVIII, Figur 2, ersichtlich. Man kann sich nun von dem weitreichenden Kontakthof eine Vorstellung machen, wenn man erwägt, daß diese kolossale Lagerstätte in ihrer Totalität von der Kontaktmetamorphose ergriffen wurde.

Also auch bei Blauda erscheint die Schottergewinnung auf viele Jahrzehnte hinaus gesichert, beziehungsweise mit dem geeigneten Gesteinsmaterial gedeckt. Der gegenwärtige Steinbruchsbetrieb bewegt sich am nordöstlichen Ausbiß an der Erosionsfläche des Kalksilikatlagers, nahe dem Liegenden, während das Hangende unberührt ansteht, woselbst man über kleine Versuche nicht hinausgekommen ist.

Die ganze Mächtigkeit des Kalksilikatlagers steht keineswegs rein an, sondern enthält mehrfach Einschaltungen von Glimmerschiefer, der durch die Kontaktmetamorphose größtenteils gneisähnlich geworden, vielen Feldspat, Biotit neben Muskovit führt. Diese Einlagerungen sind von 0·5 bis 3·0 *m* mächtig und finden sich insbesondere am nordöstlichen Ende des Kalksilikatlagers. wo dasselbe mlt Gneisglimmerschiefer in eine sehr bemerkenswerte auskeilende Wechsellagerung tritt; ähnliche Verhältnisse wurden gegen das südwestliche Ausgehende konstatiert.

Das Liegende des Kalksilikatlagers bildet unmittelbar auch hier wie bei Reigersdorf der vom Verfasser entdeckte Pyroxen- und Hornblendeaplit; weiterhin bis an den jüngeren Gebirgsgranit bei Ober-Blauda besteht es aus schiefrigem und glimmerreichem Biotitmuskovitgneis, während im Hangenden ein

feldspatreicher Biotitaugengneis vorherrscht, worauf weiter gegen NNW am Kobili vrch (= Stuttenhöhe) Gneisglimmerschiefer in mächtiger Zone nachfolgt. Wenn die geologische Spezialkarte 1:75.000, Blatt Mähr.-Neustadt und -Schönberg, dort im Hangenden und Liegenden Glimmerschiefer angibt, so beruht dies auf einem Irrtum; jedenfalls kommt die alte geologische Karte 1:144.000 und M. V. Lipold (l. c.) der Wahrheit näher, wenn diese daselbst „roten oder Granitgneis" feststellen. Auf diese Nebengesteine werde ich noch weiter unten ausführlicher zurückkommen.

Varietäten des Kontaktgesteines bei Blauda.

Eine instruktive Kollektion dieser Gesteine sandte ich an das mineralogisch-petrographische Universitätsinstitut des Herrn Prof. Dr. Becke in Wien, welcher die mikroskopisch-optische Untersuchung Herrn R. Grengg unter seiner Kontrolle anvertraute, und ich bin für die gefällige Mitteilung der Untersuchungsresultate zu großem Danke verpflichtet.

Ähnlich wie an dem Reigersdorfer Vorkommen lassen sich auch hier drei herrschende Varietäten der Kalksilikatgesteine unterscheiden, welche allgemein zu je einem Drittel an der Zusammensetzung dieses mächtigen Kalksilikatlagers Anteil nehmen. Auch hier wechseln die unterschiedenen Typen auf jeden Schritt und Tritt, und zwar nicht nur durch die Gesteinsmasse regellos verteilt und sehr oft in derselben Gesteinsbank immer wiederkehrend, wie dies bei Kontaktgesteinen überall beobachtet wird und gerade für diese charakteristisch ist. Es muß auch hier sogleich hervorgehoben werden, daß auch die Struktur der Blaudaer Kalksilikatfelse durchweg eine allotriomorph-feinkörnige ist, wobei sich alle Gemengteile wechselseitig umschließen. Es sollen nun die einzelnen Varietäten nach ihrer Beschaffenheit zergliedert werden.

1. Granatwollastonitfels.

Makroskopisch ein weißes bis weißgraues feinkörniges Gestein, in dessen Grundmasse sehr zahlreiche, zum Teil zu kristallographischer Begrenzung neigende, hellbraun gefärbte Granatkörner von Stecknadel- bis Erbsengröße liegen, ferner bemerkt man darin da und dort prismatische Kristalle von haarbraunem Vesuvian. Das Gestein braust schwach mit Säuren.

Das mikroskopische Bild im Dünnschliff zeigt, daß Porphyroblasten von Granat in einem filzig faserigen Grundgewebe von Wollastonit, hellgrünem Pyroxen und zwillingsstreifigem Kalzit liegen. — Wollastonit bildet ungefähr die Hälfte der gesamten Gesteinsmasse, die Individuen sind stengelig, liegen dicht aneinander, die Achsenebene verlauft quer zur Richtung der Längserstreckung, ihr optischer Charakter ist negativ, der Achsenwinkel klein (zirka 30°), häufig ist Zwillingsbildung nach $\infty \bar{P} \infty$ (100) zu beobachten. — Der Granat in rundlichen, öfters tief gelappten

Durchschnitten führt als Einschlüsse sehr häufig feine, büschelförmig angeordnete Nadeln von Wollastonit und Körnchen von Augit. — Der monokline Pyroxen in rundlichen, meist kleinen Durchschnitten von optisch-positiven Charakter, dessen Achsenebene parallel $\infty P \infty$ (010) verlauft, die Auslöschungsschiefe $c\gamma$ an einem Schnitte parallel der Ebene der optischen Achsen betrug 41^0, die Doppelbrechung wurde mit ungefähr $\gamma - \alpha = 0{\cdot}035$ bestimmt, derselbe gehört also zu den diopsidischen Augiten.

Von diesem Granatwollastonitfels wurde an dem bergmännisch-chemischen Laboratorium der Witkowitzer Steinkohlengruben eine chemische Analyse durch den Chefchemiker Herrn Romuald Nowicki ausgeführt und ergab folgende sehr bemerkenswerte prozentische Zusammensetzung:

	Prozent
Kieselsäure	46·70
Tonerde	3·25
Eisenoxyd	7·40
Eisenoxydul	—
Manganoxydul	Spur
Kalkerde	40·18
Magnesia	1·26
Kali und Natron	—
Kohlensäure	0·92
Wasser	0·17
Zusammen	99·88

Von besonderem Interesse ist, daß danach die Kohlensäure des ursprünglichen Kalksteines bis auf einen Rest gänzlich ausgetrieben wurde, demzufolge das Kalkkarbonat bis auf ein äquivalentes Relikt fast gänzlich fehlt und nach Berücksichtigung des zahlreich eingesprengten Granats dieser Kalksilikatfels allgemein als ein typisches Metasilikat der Kalkerde erscheint, das dem Wollastonit nahesteht.

Die chemische Analyse bestätigt somit die u. d. M. beobachtete mineralogische Zusammensetzung, nach welcher das Blaudaer weißgraue Kontaktgestein als ein Gemenge von vorherrschenden Wollastonit mit Kalktongranat erscheint und in welch letzterem ein Teil der Tonerde durch Eisenoxyd vertreten wird. Es ist möglich, daß der Wollastonit durch Umwandlungsvorgänge aus Plagioklas entstanden ist, weil letzterer sonst überall einen wesentlichem Gemengteil aller leutokraten Gesteine auf unterem Kalksilikatzuge bildet; allerdings müssen wir dabei die Supposition akzeptieren, daß die Tonerde teils zur Bildung des Granats verwendet, teils weggeführt wurde. An dem Wollastonitfels, der dicht unter der Ackererde lagert, beobachtete ich, daß derselbe an Spalten und Klüften mit Skapolith mehr oder weniger dick überrindet ist. Diese Skapolithrinden bilden an ihrer Oberfläche drusige Krusten von meist undeutlich auskristallisiertem Skapolith.

Das in Rede stehende Kontaktgestein liefert im Entgegenhalte zu dem gleichfalls analysierten Reigersdorfer Augithornfels außerdem

den Nachweis, in welchem Maße die chemischen Verhältnisse dieser Kalksilikatfelse variabel sind, welche in den rasch wechselnden mineralischen Komponenten derselben, beziehungsweise dem lokal verschieden zusammengesetzten ursprünglichen Material ihre Erklärung finden. Jene leutokraten Augithornfelse mit ihrem vorwiegenden Plagioklas, wie sie die Hauptmasse der Kalksilikatfelse bei Reigersdorf zusammensetzen, fand ich bei Blauda nur im untergeordneten Maße vertreten, und zwar bloß im südwestlichen Fortstreichen der großen Kalksilikatlinse am westlichen Gehänge des Blaudaer Herrengrundes.

2. Granathornfels.

Makroskopisch ein feinkörniges rotbraun geflecktes oder gänzlich rot gefärbtes Gestein, worin hyazinthrote 1—2 *mm* große Granatkörner weitaus vorherrschen, akzessorisch ist daneben grasgrüner Augit, während der Kalzit eine Art Ausfüllungsmasse bildet oder aber erstere zumeist kristallographisch begrenzte Mineralien überrindet. Das Gestein braust stark mit Säuren.

Im Dünnschliff erkennt man außer Granat, Augit und Kalzit noch Feldspat, etwas Epidot und Zoisit, sowie vereinzelte Körnchen von Apatit und Titanit. In der Nähe des Kalzits ist gewöhnlich der Wollastonit zu finden. — Der Granat macht weit über die Hälfte des Gesteinsgewebes aus, er erscheint idiomorph in der Form ∞O; seine fast farblosen Durchschnitte sind reich an Einschlüssen von Augit und Kalzit, welche nicht selten zonare Anordnung erkennen lassen. — Der Feldspat ist von wechselnder Korngröße ohne kristallographische Begrenzung, die einzelnen Durchschnitte schließen mit zackigen Konturen aneinander. An einem größeren Durchschnitte, der Zwillingsbildung nach Albit- und Periklingesetz zeigte, wurde eine Auslöschungsschiefe $z\alpha = +13^0$ gemessen [1]), was einen *An*-Gehalt von $29^0/_0$ bestimmen ließ; die Prüfung eines anderen Durchschnittes ergab $32^0/_0$ *An*-Gehalt; es liegt also Oligoklas vor. — Kalifeldspat scheinen kleine, in den Plagioklasen liegende, deutlich schwächer lichtbrechende Körnchen zu sein. — Monokliner Pyroxen kommt in rundlichen Durchschnitten von optisch positivem Charakter vor, an dem Verlauf der Axenebene parallel $\infty P \infty$ (010) konnte die Höhe der Doppelbrechung $\gamma - \alpha$ mit ungefähr 0·033 bestimmt werden; die Auslöschungsschiefe in Schnitten gegen $\infty P \infty$ (010) $c\gamma = 30 : 35^0$. Dieser Pyroxen gehört somit den diopsidischen Augiten an.

In den grobkörnigen Partien des Granathornfelses erscheinen die Granatkristalle immer größer, gewöhnlich in der Form ∞O, hierzu gesellt sich Vesuvian in kurzen längsgestreiften haarbraunen Prismen der Komb.-Form $\infty P . o P$, außerdem bemerkt man Leisten und Trümmchen von Epidot und Kalzit, sowie etwas glasigen rauchgrauen Quarz, der sich in der Regel bei dem Vesuvian findet.

[1]) z = Zwillingsgrenze im Albitzwilling.

Hier und dort überwiegt der Vesuvian über den Granat und bedingt eine dunkelbraunrote Färbung des Gesteins.

Aus dem Granathornfels stammen die schönsten und größten Granat- und Vesuviankristalle, sowie prächtige Drusen und Gruppen davon, welche bisher bei Blauda gefunden wurden und den Mineraliensammlungen zur Zierde gereichen. — Der Wollastonit findet sich darin teils als farblose oder weiße Stengel im Gestein regellos verteilt, teils auf seinen Strukturflächen in schönen schneeweißen, faserigen, asbestähnlichen Aggregaten. — Durch stärkere Beteiligung des Augits entstehen rot und grün eingesprengte, gefleckte oder grün- und rotstreifige und ebenso gebänderte Granat-Augithornfelse. Am Ausbiß unter der Ackererde, also an den Schichtenköpfen, ist der Granat zum Teil äußerlich skapolithisiert, innerlich in zwillingstreifigen Plagioklas und Quarz, zuweilen auch in Limonit umgewandelt. Daß ein Teil des Granats späterer Entstehung ist, beweist sein an Spalten und Klüften der Kalksilikatfelse verteiltes Auftreten; es ist möglich, daß sich solcher Granat auf Kosten der Feldspäte gebildet hat.

3. Augithornfels.

Ein stark melanokrates, hellblaugrün gefärbtes, feinkörniges, hornfelsartiges Gestein, das makroskopisch überwiegend grasgrünen Pyroxen gemengt mit millimetergroßen Feldspatkörnern erkennen läßt; es führt keinen Kalzit und braust nicht mit Säuren.

U. d. M. im Dünnschliff wurden die Feldspäte als Mikroklin und Plagioklas, dieser der Andesinreihe angehörig, festgestellt. — Der Mikroklin bildet linsenförmige, aus größeren und kleineren Körnern bestehende Partien im Gesteinsgewebe. Im Mikroklin selbst finden sich als Einschlüsse Körner von Plagioklas und Pyroxen, welche größer sind als diejenigen im übrigen Gesteinsgewebe und Neigung zu kristallographischer Begrenzung aufweisen. — Der Plagioklas zeigt granoblastische Mosaik (Pflasterstruktur), sowie Verzwillingung nach dem Albit- und Periklingesetz. Auffällig ist eine deutliche Zonarstruktur, und zwar erweist sich der Kern der Durchschnitte stärker lichtbrechend als die Hülle, demnach erstere Anorthit-reicher als letztere. In Schnitten $\perp$ M und P wurde die Auslöschungsschiefe (im Albitzwilling) $z\alpha = 20^0$ und 22^0 gefunden und dementsprechend ein An-Gehalt von $34^0/_0$ und $36^0/_0$ bestimmt. Der Plagioklas gehört also zur Andesinreihe. — Der monokline Pyroxen ist in lichtgrünen durchsichtigen, meist sehr kleinen Körnchen im Gesteinsgewebe lagenweise angereichert, welche dort, wo sie an Feldspäte grenzen oder in diesen liegen, öfters kristallographische Begrenzung zeigen. Die Axenebene des Pyroxens verlauft parallel $\infty P \infty$ (010), der Axenwinkel $2\,V$ wurde mit 62^0 gemessen, der optische Charakter ist positiv, die Doppelbrechung $\gamma - \alpha$ ungefähr 0·04. In Schnitten gegen $\infty P \infty$ (010) wurde die Auslöschungsschiefe $c\gamma$ mit 41^0 bestimmt. Nach diesen optischen Eigenschaften

ist auch dieser monokline Pyroxen — sowie die anderen untersuchten — zu den diopsidischen Augiten zu stellen. — Neben Pyroxen findet sich noch grüne Hornblende in geringer Menge.

Der in Rede stehende Augithornfels wird sehr häufig von vielen dunkelbraunen nuß- bis hühnereigroßen Nestern, Flecken und Schmitzen in auffälliger Weise durchzogen, es sind dies geschieferte Anhäufungen von dunkelbraunem Biotit als Hülle, während der Kern in Muskovit umgewandelt erscheint, hierzu gesellt sich etwas Plagioklas, ferner gewahrt man da und dort orangerote Granatkörner.

Der Biotit erscheint in der Richtung der Spaltbarkeit gestreckt, Schnitte parallel dazu sind vollständig unregelmäßig gelappt und zerrissen, die optische Prüfung ergab, daß γ parallel, α senkrecht zur Spaltrichtung liegt. Der Axenwinkel $2\,V$ ist sehr klein, optischer Charakter ist negativ; der Pleochroismus: α fast farblos, $\beta = \gamma$ rotbraun; Absorption $\gamma = \beta > \alpha$; es wurde ferner die Doppelbrechung $\gamma - \alpha$ mit 0·038 bestimmt. Der Biotit zeigt stellenweise pleochroitische Höfe um ein stark lichtbrechendes Mineral, wohl Titanit. Da und dort ist der Biotit in optisch positiven Klinochlor umgewandelt. Der Muskovit ist im Schliff farblos, zeigt aber sonst gleiches optisches Verhalten wie der Biotit. — Der Plagioklas dieser Biotitausscheidungen ließ sich aus der Auslöschungsschiefe $z\alpha = 19^0$ im Albitzwilling bestimmen, welche dem *An*-Gehalt von $33^0/_0$ entspricht, demzufolge zur Oligoklasreihe zu stellen ist.

Der Augit dieses Hornfelses läßt da und dort überdies Umwandlung zu gelblichgrünem Epidot in langsäuligen Kriställchen und körnigen Aggregaten erkennen, und sobald dieser Prozeß durch den größeren Teil der Augitaggregate gediehen ist, so erscheint das Gestein zu Epidothornfels verändert. Der Granat ist darin dunkelbraunrot, glanzlos, matt; die Plagioklase ebenfalls undurchsichtig, trübe, glanzlos. Nachdem der Epidothornfels fast ausschließlich an Spalten und in Drusen vorkommt, muß er wohl als das Produkt atmosphärischer Verwitterung betrachtet werden.

Der melanokrate Augithornfels zu Blauda übergeht lokal, insbesondere aber im südwestlichen Weiterstreichen (an der westlichen Seite des Herrengrundes) in leutokraten Augithornfels, sowie auch in Plagioklasfels, welch letztere Gesteine den Reigersdorfer Typen vollständig gleichen.

Bezüglich der Kalksilikatfelse von Blauda entnehme ich der gefälligen brieflichen Mitteilung des Herrn Prof. Dr. Becke vom 13. Juli 1908 folgenden wichtigen Schlußsatz: „Wenn ich auf einige Besonderheiten Ihre Aufmerksamkeit lenken darf, so sind es speziell die Spuren einer Durchschlierung des melanokraten Augithornfelses von Blauda, durch Aggregate reich an Mikroklin, die mir sehr bemerkenswert zu sein scheinen und auf eine förmliche Durchtränkung des kalkreichen Kontaktgesteins durch das kalifeldspatreiche Magma hindeuten.“ Zu einer ähnlichen Schlußfolgerung kam der Verfasser bezüglich der Reigersdorfer Hornfelspegmatite

und im Hinblick auf die weitgehende Feldspatisierung der dortigen leutokraten Augithornfelse (vidi pag. 538).

Ähnlich wie bei Reigersdorf fällt auch bei Blauda den folgenden Gesteinstypen des Kalksilikatfelses nur eine untergeordnete Rolle zu, es ist dies zunächst der

4. Skapolithfels,

welcher wohl durch die Umwandlung der basischen Plagioklase des Kontaktgesteins entstanden ist. Das körnige, stark kavernöse Aggregat besteht fast gänzlich aus einem größenteils weißen, oft sanft rosenrot oder grünlich angehauchten Skapolith, welcher auf seinen zerrissenen Spaltflächen starken Perlmutterglanz darbietet; zu diesem gesellt sich hier und dort etwas Granat in braunroten Körnern.

Den Skapolith hat Verfasser auch in wohl unscheinbaren, jedoch interessanten Drusen und Gruppen Orthoklas-ähnlicher Kristalle gefunden; es sind dies kurze dicke Pyramiden der Komb.-Form $P . \infty P$, die glanzlos, matt, trübe, sowie meist erbsgelb gefärbt erscheinen; die Flächen sind gewöhnlich uneben, rauh wie abgerissen. Auf den älteren großen Kristallen sitzen kleinere Skapolithkriställchen jüngerer Generation, sowie zahlreiche Skapolithkörner. In den Kristalldrusen findet sich häufig ein schwarzbraunes metallisch glänzendes Erz in blättrig aggregierten Partikeln, wohl Ilmenit.

5. Zoisitfels.

Ähnlich wie bei dem Reigersdorfer Vorkommen ist auch bei Blauda, vom Kopf der Schichten in das Felsinnere fortschreitend, die Umwandlung des leutokraten Augithornfelses, beziehungsweise des fast ganz weißen Plagioklasfelses, sowohl in Skapolithfels als auch in Zoisitfels zu beobachten. Diese Umwandlungsprodukte der atmosphärischen Verwitterung sind fast in jedem der vielen verlassenen Steinbrüche dicht unter der Ackererde zu finden. Der Blaudaer Zoisitfels unterscheidet sich von dem oben geschilderten Reigersdorfer in keiner Weise, da auch hier der Klinozoisit als fast ausschließlicher Gemengteil desselben auftritt.

In den Gesteinslagen am Kopf der Kalksilikatbänke, sowie gegen das Hangende zu, fand ich zuweilen auch bei Blauda noch im ursprünglichen Zustande erhaltenen graublauen Kalkstein; derselbe ist jedoch bereits in Marmor umgewandelt. Der in den vorstehend geschilderten Kontaktgesteinen so häufig anwesende spätige Kalzit ist als ein Relikt der früher vorhandenen Kalksteine anzusehen. Indem der Gehalt der letzteren an Kieselerde und Magnesia zu Augit, Hornblende, Epidot, Wollastonit und Granat gebunden wurde, fand eine Art Entdolomitisierung statt, wobei der restliche Kalk als Kalzit umkristallisiert und ausgeschieden ist.

Aus den obigen Untersuchungen und Feststellungen geht hervor, daß das Kalksilikatlager bei Reigersdorf in seiner Hauptmasse aus leutokratem Augithornfels und Hornblendehornfels zusammengesetzt wird, während die übrigen zahlreichen

Gesteinsvarietäten nur eine untergeordnete Rolle spielen. Dagegen beteiligen sich an dem Aufbau der mächtigen Kalksilikatlinse bei Blauda der Wollastonitfels, der Granathornfels, sowie melanokrater Augithornfels zu annähernd gleichen Teilen.

Die Nebengesteine der Kontaktlagerstätte bei Blauda.

Die Lagerungsverhältnisse bei Blauda hat bereits M. V. Lipold [1]) festgestellt; das von ihm gezeichnete Profil III, welches über den Teßfluß bei Schönbrunn, Blaudahof gegen Rabenau und Aloistal a. d. March gelegt ist, erweist sich nach meinen wiederholten Begehungen im Wesentlichen als zutreffend. Darnach durchbricht der Gebirgsgranit dicht bei Blauda südöstlich den „Phyllitgneis", gegen NW den Granitgneis; ersterer fällt gegen SO, letzterer zeigt NW-Fallen, worauf dann im Kirchenwald eine mächtige Zone von Phyllitgneis mit NW-Fallen nachfolgt, die bis gegen Rabenau anhält; auf diesen legen sich dann helle glimmerarme Gneise und die Gehänge des Marchtales selbst werden von Chloritgneis gebildet. Den Namen „Phyllitgneis" hat Lipold gewählt, wegen der Wechsellagerung von phyllitischen Gesteinen mit vorherrschend feldspatführenden Schichten des Gneises. Im Sinne seiner Ausführungen (l. c. pag. 221 und ff.) sollte es in dem gedachten Profil III anstatt Granitgneis richtig „primitiver oder grauer Gneis" heißen.

Nach den Aufnahmen des Verfassers wird das Liegende der mächtigen Kontaktlagerstätte bis an den Gebirgsgranit, bei dem letzten Hause von Oberblauda in der Breite von 400 *m* von glimmerreichem, krummschiefrigem, dünngeschiefertem bis grobklotzigen Orthobiotitmuskovitgneis gebildet; dagegen lagert am Hangenden ein feldspatreicher, biotitarmer dickbankiger Ortho-Biotitaugengneis. Beide Orthogneise sind denjenigen, welche die Reigersdorfer Kalksilikatlager umschließen und oben der Gegenstand eingehender Schilderungen waren, so vollständig gleichwertig, daß man sich durch eine neuerliche Beschreibung derselben einer überflüssigen Wiederholung schuldig machen würde.

Beide Orthogneise, sowohl im Liegenden als auch im Hangenden, werden hier sowie bei Reigersdorf von zahlreichen Aplit- und Pegmatitgängen durchsetzt, deren Zusammensetzung denselben Gängen bei Reigersdorf ähnlich ist; insbesondere sind die Pegmatitgänge durch Ausscheidungen von glasigen Quarzmassen, in welche sie zum Teil übergehen, bemerkenswert. Im Liegendgneis hat Verfasser 30 *m* von der Granitgrenze entfernt, in einem dort kürzlich angelegten kleinen Steinbruch eine 0 6 *m* mächtige Kalksilikatlinse gefunden, oben und unten von demselben biotitreichen Schiefergneis eingeschlossen. Es liegt demzufolge die Vermutung nahe, daß die große Kontaktlagerstätte bei Blauda sowohl im Liegenden als auch im Hangenden von mehrfachen, jedoch untergeordneten Kalksilikatlinsen parallel begleitet wird. In der südwestlichen Fortsetzung

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1859, Bd. X, Taf. 8.

der Hauptlagerstätte am Rechtsgehänge des Blaudaer Herrengrundes fand Verfasser auf der gegenüberliegenden Anhöhe (Kostelni vrch) sowohl den Augithornfels, den Granithornfels als auch den Wollastonitfels wieder, von denselben Nebengesteinen umschlossen wie im Hradiskowalde am Linksgehänge. Auch Skapolithfels sowie Zoisitfels wurde daselbst gefunden.

Der Blaudaer Biotitgranit der Anhöhe „Bašta" dicht bei den letzten Häusern von Oberblauda gleicht in jeder Beziehung dem oben geschilderten Biotitgranit von Oberhermesdorf; derselbe ist grobkörnig, reich an Orthoklas, weniger Quarz, während der Mikroklin in weit geringerer Menge vorhanden ist; er durchbricht sowohl die Orthogneise als auch die Paraschiefer, sowie die Gneisglimmerschiefer, ist also jünger als diese kristallinischen Schichtgesteine. Auch der Blaudaer Granit zerfällt zu losem Sand, welcher für Bauzwecke in Blauda und Umgebung Verwendung findet und bis Hohenstadt verführt wird.

Vom besonderem Interesse ist ferner das Vorkommen von Magneteisenerz im Hradiskowalde, und zwar im Hangenden der großen Kalksilikatlinse, worauf seinerzeit die Zöptau-Wiesenberger Eisenwerke einen Bergbau betrieben haben. Wahrscheinlich hat man es hier mit einer ähnlichen Kontaktlagerstätte zu tun, wie solche am Neuwirtshausberge bei Mähr.-Schönberg einbricht und die weiter unten der Gegenstand eingehender Untersuchung werden soll.

Endomorphe Kontaktgebilde.

Das unmittelbare Liegende des riesigen Kalksilikatlagers bei Blauda ist leider durch die Talerosion zerstört und die Schichtenköpfe durch Gehängeschutt, Wald- und Ackererde verdeckt; es wird jedoch durch alle Beobachtungen, herumliegende Felstrümmer usw. wahrscheinlich gemacht, daß dicht am Liegenden, am Kontakt von Kalksilikatgestein und dem schiefrigen Biotitmuskovitgneis, sich ein mächtiger Lagergang von Pyroxenaplit einwirft, ähnlich wie dies bei Reigersdorf der Fall ist. Auch das Hangende wird, wie erwähnt, von Aplitgängen durchsetzt.

Der Pyroxenaplit ist an frischen Bruchflächen weiß, feinkörnig, blaßgrün gesprenkelt oder gefleckt und läßt als makroskopische Gemengteile Feldspat, Quarz, hellgrünen Pyroxen sowie etwas dunklen Biotit und Granat erkennen. — Das mikroskopische Bild zeigt ein hypidiomorph-körniges Gemenge von überwiegendem Mikroklin und Plagioklas mit Quarz und Pyroxen, da und dort Hornblende und Biotit. — Mikroklin hält dem Plagioklas an Menge das Gleichgewicht; ersterer führt häufig perthitische Spindeln. — Plagioklas nach dem Albitgesetz verzwillingt zeigt im Gegensatze zum Mikroklin deutliche Spuren von Kristallform. Die schwache Lichtbrechung, der optisch positive Charakter, endlich die Auslöschungsschiefe $z\alpha$ = um 15° in Schnitten senkrecht, *M* und *P* ließen Albit feststellen[1]. — Quarz

[1]) z = Zwillingsgrenze der Albitzwillinge.

bildet ungefähr ein Drittel der Gesteinsmasse, seine Durchschnitte sind kleiner als die der Feldspäte; er findet sich häufig in zackigen Körnchen als Füllmasse zwischen den Feldspäten und zeigt starke Spuren von Kataklase, indem sich undulöse Auslöschung entwickelt; stellenweise schreiten diese Erscheinungen bis zur Entwicklung von Mörtelstruktur fort. Die Spuren mechanischer Einwirkung fehlen auch bei den Feldspäten nicht, sind aber dort viel schwächer. Der Albit zeigt öfters feine Muskovitschüppchen als Neubildungsprodukt. — Der monokline Pyroxen bildet in der feldspätigen Grundmasse sehr zahlreiche Einsprenglinge in verschieden geformten, insbesondere länglichen Körnern, sowie in vollständig an beiden Polen ausgebildeten flaschengrünen Kristallen, welche nach ihrer Komb.-Form zu dem diopsidischen Pyroxen gehören.

Es sind auch hier, ähnlich wie bei Reigersdorf, teils reine Pyroxenaplite, teils Pyroxen-Biotitaplite, teils Hornblende-Biotitaplite durch rasche Übergänge miteinander innig verknüpft, welche Ganggesteine durch die Gemeinsamkeit, beziehungsweise Ähnlichkeit gewisser Komponenten mit den Kalksilikatgesteinen verbunden sind und endogene Kontakterscheinungen von besonderem Interesse darbieten, deren Entstehung auf die Resorption von Kalkstein durch granitisches Magma unverkennbar hinweist. Ähnliche endogene Kontaktwirkungen hat der Verfasser[1]) von den Kontaktlagerstätten bei Friedeberg und Altkaltenstein beschrieben, wo Pyroxenpegmatit sowohl den Granit als auch den Marmor in echten Gängen durchsetzt. Endomorphe Pyroxenaplite hat später Dr. F. Slawik in Prag[2]) am Kontakt von mittelböhmischem Granit mit Kalkstein bei Lang-Lhota unweit Neveklov beobachtet und beschrieben.

Anhöhe „Skalka" bei der Eisenbahnhaltestelle Krumpisch westlich Blauda.

Nächst dem Kreuzungspunkte der Reichsstraße Blauda-Klösterle mit der Grenzbahnstrecke Blauda-Krumpisch erhebt sich von hier 300 *m* entfernt die Anhöhe „Skalka" (Kote 330 *m* ü. d. M.) Am Scheitel derselben bemerkt man zahlreiche Pingen, welche von den Steinbrüchen herrühren, die hier in früherer Zeit zur Gewinnung von Straßenschotter betrieben wurden. Gegenwärtig sind die Pingen planiert und notdürftig in den früheren kulturfähigen Zustand zurückversetzt.

In den gedachten Steinbrüchen wurden Kalksilikatfelse gebrochen, wie man nach den umherliegenden Haldenresten urteilen kann; es sind hier zumeist helle Augit-Plagioklasfelse, untergeordnet Granatfelse gewonnen worden, während die granatführenden Wollastonitfelse, wie wir sie bei Blauda kennen lernten, hier zu fehlen scheinen.

[1]) Tschermaks Mineral.-petrographische Mitteil., Bd. XV, 1895, pag. 9—28.
[2]) Bulletin international de l'Academie des Sciences de Bohême 1904.

Obwohl das Grundgebirge der in Rede stehenden Erhebung mit Ackererde dick bedeckt ist, so kann man dessenungeachtet nach dem was der Ackerpflug aus dem Untergrunde heraufbringt, sowie aus den Aufschlüssen an der Bahnstrecke unbedenklich zu dem Schlusse gelangen, daß die am Scheitel der Anhöhe „Skalka" anstehenden mächtigen Kalksilikatfelse, sowohl im Liegenden als auch im Hangenden von schiefrigen Orthobiotitgneis begleitet werden, der daselbst wie allerorts seines weiten Verbreitungsbezirkes, überdies durch seine Pegmatit- und Aplitgänge näher charakterisiert erscheint. Das allgemeine Streichen der Schichten ist hier normal 3 h, das Verflächen 21 h. Die Anhöhe „Skalka" bildet also eine letzte Aufragung des großen Gneislakkolithen aus der Marchtalebene, ehe derselbe unter dem Marchalluvium vollends versinkt und an der großen Marchtalspalte gänzlich abschneidet.

Sehr wichtig für die gedachte Lokalität ist das instruktive Profil, welches durch den Eisenbahneinschnitt der mährischen Grenzbahn dicht westlich der Personenhaltestelle Krumpisch dargeboten wird. Hier wird südwestlich der Anhöhe Skalka die kalksilikatführende Zone von Intrusivgneis mit dem Felseinschnitt nahezu im Kreuzstreichen durchbrochen, so daß man von den Gesteinskörpern und deren Lagerungsverhältnissen ein vollständiges Bild erhält.

Am östlichen Eingange zum Einschnitt stehen zunächst feldspätige Gneisglimmerschiefer mit selbständigen Quarzmassen an, dann folgen schiefrige Biotitgneise, worin alsbald an der Südwand des Einschnittes ein 6 *m* mächtiges Kalksilikatlager durchbrochen erscheint; sodann folgt in kurzem Abstand an der Nordwand ein zweites 4 *m* mächtiges Kalksilikatlager, das am Hangenden von 0·75 *m* mächtigen Hornfelsamphibolit begleitet wird. Von hier weiter gegen West schreitend stehen an den beiderseitigen Einschnittswänden jene typischen feldspatreichen Biotitaugengneise mächtig an, wie wir sie auch bei Blauda, Oberhermesdorf und bei Reigersdorf in gleich charakteristischer Weise antrafen. Die Breite der hier emporragenden Gneiszone mit den eingeschobenen Kalksilikatlagern beträgt nur noch ungefähr 100 *m*, das allgemeine Streichen ihrer Gesteinsbänke ist $3\text{ h} + 7^1/_2$ gd, während das Einfallen durchweg und konstant nach $21\text{ h} + 7^1/_2$ gd unter $\sphericalangle 40^0$ erfolgt.

Im Einschnitte weiter gegen das Hangende vorkommend gelangen wir zunächst wieder an den Schiefermantel. Es legen sich auf die Orthogneise kontaktmetamorphisch veränderte, stark quarzreiche, feldspätige Gneisglimmerschiefer in schwebender Lagerung ($\sphericalangle 25^0$), welche in echte Glimmerschiefer übergehen, die zum Teil phyllitähnlich werden. Die Kontaktmetamorphose dieser Biotitschiefer und Zweiglimmerschiefer, welche vorzugsweise in einer Feldspatisierung besteht, klingt gegen das Hangende auf beiläufig 50 *m* Distanz sukzessive langsam ab.

Die Kalksilikatfelse im gedachten Eisenbahneinschnitt streichen konform den Biotitgneisen (in welche sie eingeschlossen

sind) 3 h + $7^1/_2$ gd und das Verflächen ist 21 h + $7^1/_2$ gd unter ∢ 30°; es sind dies zweifellos die südwestlichen Ausbisse jener Kalksilikatfelse von der nahen Anhöhe Skalka, welche bereits oben Gegenstand der Schilderung waren; sie bestehen analog diesen überwiegend aus leutokratem Augithornfels, untergeordnet ist dagegen melanokrater Augithornfels, während Wollastonit- und Granathornfels fehlen. Von besonderem Interesse ist der bereits oben erwähnte Amphibolit am Hangenden des zweiten Kalksilikatlagers, ein auffällig grobkörniges Gestein aus großen Hornblendeindividuen und zwillingsstreifigem Plagioklas zusammengesetzt. Die schwärzlichgrüne Hornblende zeigt das charakteristische Spaltungsprisma und bildet häufig faserige Büschel, sowie amianthähnliche, feinnadelige haarbraune Aggregate und gehört zur gemeinen Hornblende. Dieser granoblastische Amphibolit ist gleich den Kalksilikatfelsen ein Produkt der Kontaktmetamorphose.

Aus der geschilderten Tektonik im Eisenbahneinschnitt bei der Haltestelle Krumpisch geht die einheitliche und gesetzmäßige Übereinstimmung mit dem übrigen Vorkommen auf dem Zuge der Kalksilikatfelse bis Reigersdorf zur Evidenz hervor. Zentraler Gneisstock, darüber das Schieferdach. Vom Granit keine Spur, wohl aber von dem metamorphosierten Intrusivgneis, der in ansehnlicher Mächtigkeit vom Glimmerschiefer umschlossen erscheint, endlich gegen SO überkippt wurde, woraus das einheitliche Schichtenfallen gegen NW resultiert.

Die Mineralien der Kontaktlagerstätten zu Reigersdorf (*R*) und Blauda (*B*).

Quarz (Bergkristall). Bis 3 *mm* große Kristalle, an beiden Polen ausgebildet (*B*); sowie individualisierte glasige rauchgraue, bis daumengroße Bergkristalle im pegmatitischen Kalksilikatfels (*R*); ferner in großen glasigen Bestandmassen ausgeschieden, rauchgrau, violett bis himmelblau, speziell im Skapolith- und Zoisitfels (*R*).

Ilmenit. Bräunlichschwarze, halb metallisch glänzende Körner von blättriger Textur, in den Granat- und Skapolithdrusen eingestreut (*R*).

Opal. Zersetzungsprodukt, ganz von Granat durchdrungen.

Kalzit. In der Regel schneeweiß, häufig schön bläulichgrau bis hellblau gefärbt (Kontaktkalkspat), kommt auch in solch gefärbten Kristallen vor; rhomboedrische Kristalldrusen, ferner polysynthetische und zwillingsstreifige Aggregate, worin die Verwitterung längs den Rhomboederflächen fortschreitet, darin parallel angeordnete Kanäle zurücklassend, im Skapolithfels (*R*); wesentlicher und akzessorischer Gemengteil, insbesondere im Wollastonitfels und des Granatfelses, im letzteren eine Matrix bildend worin der Granat liegt und diesen überrindet (*B* und *R*); ferner grob-

spätige farblose, weiße und weißgelb gefärbte Aggregate im Hornfelspegmatit (*R*); zuweilen auch schöne Gruppen von Tropfstein (*R*).

Epidot. In dunkelpistaziengrünen Körnern, oder in bis 40 *mm* langen und 5—6 *mm* breiten, dunkelpistaziengrünen Säulen ohne Endflächen. Im Epidotfels als Hauptgemengteil grasgrüne bis zeisiggrüne Körner und kürzere Säulen ohne Endigung (*B*). Längere glasglänzende pistaziengrüne Säulen in den Skapolithdrusen aufgewachsen (*R*).

Vesuvian (Idokras und Egeran). Im grobkörnigen Granathornfels als wesentlicher Gemengteil, häufig in haarbraunen Prismen der Form $\infty P. o P$. Größere Kristalle in der Regel im Quarz eingewachsen oder in dessen Begleitung, 12—15 *mm* und darüber lange Prismen derselben Komb.-Form $\infty P. o P$; jedoch gewöhnlich in zwei Varietäten, und zwar entweder in kurzsäuligen Kristallen von schmutzigpistaziengrüner Farbe, durchscheinend, lebhaft glänzend, an den freien Enden flächenreich ausgebildet (Idokras); oder in haarbraunen stark gestreiften langsäuligen Kristallen nur mit $o P$ endigend (Egeran) (*B*).

Bezüglich der großen flächenreichen Vesuviankristalle von Blauda, welche V. Neuwirth in dankenswerter Weise gemessen und beschrieben, sei auf dessen oben erwähnte Arbeit (l. c.) hingewiesen.

Granat (Hessonit). Zumeist individualisierte hirse- bis hanfkorngroße Körner im Kalksilikatfels mehr oder weniger dicht eingesprengt, besonders im Wollastonitfels (*B*), während der Granatfels mehr oder weniger grobkörnig, überwiegend oder fast ausschließlich aus Granatkörnern besteht; aber auch ebenso häufig grobkörnige, kristallographisch individualisierte Aggregate und 4 bis 20 *mm* große Einzelkristalle der Form ∞O. Der Blaudaer und Reigersdorfer Granat ist vorwaltend hyazinthrot, orangegelb, selten dunkelbraun gefärbt, also dem Hessonit gleich, u. d. M. farblos und sicherlich kein Eisenkalkgranat wie M. V. Lipold (l. c.) angibt, sondern ein Kalktongranat gleich wie der prächtige Hessonit von Friedeberg, welcher wie jener ein Kontaktmineral analoger Bildungsweise ist. Die Kristalle sind fettglänzend, im Bruche matt bis glasglänzend, an den Kanten durchscheinend, sonst undurchsichtig.

Besonderes Interesse gewähren jene Umwandlungen, welche die erbsen- bis nußgroßen Granate des Wollastonitfelses erfahren haben, deren äußere verwitterte Hülle gewöhnlich ein gesintertes Aussehen hat und aus körnigem und stengeligem Skapolith besteht, worin noch da und dort Granatreste zu sehen sind, dagegen der Kern aus einem Aggregat von zwillingsstreifigem Plagioklas nebst Quarz, sowie Skapolith zusammengesetzt ist. Auch der übrige Granat des Granatfelses bietet häufig verwitterte und gesinterte Massen dar, welche aus Skapolith bestehen. Die beginnende Skapolithisierung spricht sich darin aus, daß der Granat Glanz und Farbe verliert,

matt und erbsgelb gefärbt erscheint. Diese skapolithisierten Granate sind jedoch stets an die Schichtenköpfe gebunden, wo sie dicht unter der Ackererde zu finden sind.

Wollastonit. Schneeweiße filzigfaserige und strahlige Aggregate im Blaudaer Wollastonitfels als dessen wesentlicher Gemengteil; ferner akzessorisch als eingestreute Stengel und Fasern im Granathornfels sowie auch im Augithornfels (*R* und *B*).

Selbständige schneeweiße fein- und parallelfaserige, divergent- und radialstrahlige Aggregate, seidenglänzend, asbestartig, ein- und aufgewachsen mit Granat, Epidot und Vesuvian im Granathornfels; auch in derben faserig struierten Massen von sanft angehaucht rosiger Färbung, ähnlich wie Verfasser[1]) an den Friedeberger Kontaktlagerstätten beobachtet hat (*B*).

Wie Oborny[2]) berichtet, soll in dem Kontaktgestein zu Blauda der Wollastonit auch in schönen deutlichen Kristallen vorkommen.

Diopsidischer Pyroxen. Habitus der Kristalle schlanksäulenförmig der Komb.-Form

$$\infty P \infty\ (100)\ .\ \infty P \infty\ (010)\ .\ P\ (111)\ .\ 2\ P\ (221)$$

jedoch gewöhnlich nur Längsschnitte (nach der Hauptaxe); stengelige Individuen ohne idiomorphe Begrenzung und Aggregate solcher; häufig Körner und körnige Aggregate hellgrasgrüner und -graugrüner Färbung, glasglänzend, durchsichtig bis durchscheinend. Wesentlicher Gemengteil der Pyroxenaplite, welche die Kalksilikatfelse sowohl im Liegenden als auch im Hangenden begleiten.

Diopsidischer Augit mit kleinerem Axenwinkel als die eigentlichen Diopside ($2\ V =$ etwa 40—45° schwankend), welch ersterer sich in allen Eigenschaften, Form, Farbe und optischem Verhalten unmittelbar an letztere anschließt. Einzelne Körner und Körneranhäufungen, sehr oft kristallographisch individualisiert, jedoch selten frei ausgebildete Kristalle, zumeist lamellierte und blätterige als auch treppenförmige Aggregate. Überwiegend dunkelgrüne Farben, flaschen- und lauchgrün, selten hellgrün oder aber schwarz, glasglänzend, undurchsichtig. Wesentlicher Gemengteil der grün gestreiften leutokraten Augithornfelse zu Reigersdorf und Oberhermesdorf sowie des gänzlich blaugrün gefärbten melanokraten Augithornfelses zu Blauda.

In den Drusenräumen des Skapolithfelses zu Reigersdorf fand ich selbständige, etwas angenagte Kristalle von diopsidischem Augit, bis 33 *mm* lange und 12 *mm* dicke achtseitige Prismen, lauchgrün und matt, undurchsichtig, die Flächen rauh und zerfressen.

Hornblende. Zum Teil tiefgrün, tiefbraun bis schwarz (gemeine Hornblende), zum Teil blaugrün (Pargasit) in parallel und wirr gelagerten kurzen dicken Säulen, selten in größeren Indivi-

[1]) L. c. a. a. O.
[2]) Verhandlg. d. Naturf. Vereins, Brünn 1864, Bd. II, pag. 61.

duen durchsichtig und glasglänzend, als wesentlicher Gemengteil der schwarzstreifigen Amphibolhornfelse zu Reigersdorf und Oberhermesdorf. Ihrem Pleochroismus nach ist die Reigersdorfer Hornblende wahrscheinlich sehr reich an Natron, vom Glaukophan unterscheidet sie sich jedoch durch die bedeutende Auslöschungsschiefe, welche mit 19° ermittelt wurde, was für Pargasit spricht.

In den Augitkonkretionen des Skapolithfelses bei Reigersdorf prächtige neugebildete Drusen tiefdunkelgrüner bis rabenschwarzer linealähnlicher Kristalle gemeiner Hornblende, welche kreuz und quer angeschossen sind. Wurde auch als Amianth bei Blauda gefunden.

Orthoklas. Im Augit- und Amphibolhornfels als wesentlicher Gemengteil, in den anderen Varietäten der Kalksilikatfelse als untergeordneter Gemengteil, sich meist in Muskovit umwandelnd; ferner bis daumengroße unvollkommene Kristalle hellgelblichweiß mit glasigen Quarzkristallen verwachsen im Hornfelspegmatit (*R*).

Mikroklin. In größeren und kleineren Körnern als wesentlicher Gemengteil des Amphibolhornfelses (*R*), des melanokraten Augithornfelses (*B*), sowie des Pyroxenaplits (*R* und *B*).

Plagioklase. Farblos bis weiß, sehr feinkörnig, in den meisten Varietäten der Kalksilikatfelse auf dem gedachten Zuge vertreten, und zwar im leutokraten und melanokraten Augithornfels, sowie im Amphibolhornfels bilden Plagioklase der Oligoklas- und Andesinreihe einen wesentlichen Gemengteil, zum Teil in dicklamellierten und zwillingsstreifigen Aggregaten, glasglänzend, auf den Spaltflächen nach *P* ins Perlmutter-artige, schwache Licht- und Doppelbrechung, durchsichtig (*R* und *B*).

Im Skapolithfels gehören die teils gleichmäßig, teils ungleichmäßig verteilten Plagioklasreste der Labrodor-Bytownitreihe an. Auch die Plagioklase wandeln sich sehr oft zu farblosen bis silberweißen sehr zarten Muskovitblättchen um (*R* und *B*).

Skapolith. Makroskopischer, vorwaltender Bestandteil des Skapolithfelses; er bildet glasglänzende Stengel, durch deren prismatische Spaltungsflächen nach $\infty P \infty$ er leicht erkennbar ist; häufiger in unregelmäßigen Körnern vorkommend; im frischen Zustande farblos und weiß, auch erdgrau, sonst aber von trübem, mattem Aussehen, durchsichtig bis halbdurchsichtig und durchscheinend. Ähnlich wie beim Orthoklas und Plagioklas kann auch die Umbildung des Skapoliths zu Muskovit u. d. M. beobachtet werden.

Außer dem gesteinsbildenden Skapolith fanden sich prächtige Skapolithkristalle in Klufträumen des Skapolithfelses, und zwar in der gewöhnlichen Komb.-Form mit vorwaltenden Flächen $P . \infty P \infty$, oft jedoch nur *P* allein, während $\infty P \infty$ unterdrückt erscheint, in der Regel dicke, kurze, rauhflächige Kristalle (*B*); eine andere Komb.-Form zeigt herrschendes $\infty P \infty$, während *P* untergeordnet ist oder fehlt, es sind dies kürzer oder länger gestreckte Säulen; ferner sphäroidisch ge-

krümmte, glasglänzende Kristalle ohne terminale Flächen. Solche Skapolithkristalle sind auf derbem Skapolith aufgewachsen und zu prächtigen Drusen verbunden; gewöhnlich sind sie farblos, weiß, oder aber grünlich, rötlich, jedoch niemals lebhaft, sondern stets nur sanft gefärbt; sie bieten Glasglanz, auf Spaltflächen Perlmutter- und Fettglanz dar, ihre Kristallflächen sind zumeist rauh und zerfressen (*R* und *B*).

Zoisit und Klinozoisit. Ersterer als Nebengemengteil des Granatfelses, letzterer als wesentlicher fast ausschließlicher Gemengteil des Zoisitfelses. Der Klinozoisit ist wohl monoklin, dadurch dem Epidot nahestehend, jedoch sehr eisenarm und solcherart dem Zoisit genähert; ferner ist seine Doppelbrechung niedrig bei positivem Charakter, ähnlich dem Zoisit und im Gegensatze zu der hohen Doppelbrechung mit negativem Charakter im Epidot. Der Reigersdorfer Klinozoisit bildet Aggregate farbloser länglicher Körnchen, selten erscheint er dagegen stengelig, faserig oder spätig, seine Färbung ist weiß, graulichweiß bis erdgrau, auch erbsengelb; im Dünnschliff farblos und deshalb auch nicht pleochroitisch, Glasglanz, auf $\infty P \breve{\infty}$ Perlmutterglanz meist schwach durchscheinend (*R* und *B*).

Zeolithe: Desmin. Mikroskopisch kleine monokline Kristalle, prismatisch, dünn- und dicktafelig noch $\infty P \infty$, nadelförmig, auch stengelig, strahlig, oft radial gestellt, zu Büscheln und Rosetten aggregiert; Spaltbarkeit nach $\infty P \breve{\infty}$ vollkommen, Glasglanz, durchsichtig bis durchscheinend, farblos bis weiß. Das Brechungsvermögen bleibt unter dem des Kanadabalsams, ebenso schwach ist die Doppelbrechung. Die Fasern haben optisch negativen Charakter, die Auslöschungsschiefe schwankt um 8—10°, es kann daher nur Desmin vorliegen. Auf den Spalten des teilweise epidotisierten und kaolinisierten Augithornfelses zu Reigersdorf.

Biotit. Tafelförmig, rhomboedrisch, mit hexagonaler Umgrenzung, zumeist schwarzbraun, milde und biegsame Blättchen mit starkem Perlmutter- bis Metallglanz, durchsichtig bis durchscheinend. Spaltbarkeit nach $0P(001)$ höchst vollkommen; als makroskopischer Bestandteil des Amphibolhornfelses (*R*) und der Biotitnester im melanokraten Augithornfels (*B*), über dessen optisches Verhalten pag. 552 nachzusehen ist.

Muskovit. Tafelförmig, feinschuppig, Spaltbarkeit nach $0P(001)$ höchst vollkommen, sehr milde und biegsam, starker Perlmutterglanz, durchsichtig, in farblosen silberweißen und grünlichen sehr zarten Lamellen oft in übereinander gelagerten Paketen; als sehr häufiger sekundärer Gemengteil der Augit- und Amphibolhornfelse, welcher sich auf Kosten des Orthoklases und der Plagioklase, sowie auch des Biotits gebildet hat.

Serpentin. Teils rein gefärbt, lichtgrün, apfelgrün, ganz homogen, durchscheinend; vorherrschend jedoch dicht, kryptokristallin, unrein, tief schwärzlichgrün, lauchgrün, blaugrün gefärbt,

häufig an demselben Handstück fleckig und verschieden färbig. Beide Varietäten sind das Produkt der Augitumwandlung und finden sich im melanokraten Augithornfels zu Reigersdorf und Blauda. Hier kann man oft die Umwandlung des Augits zu Hornblende und Serpentin an demselben Handstück verfolgen.

Über die mikroskopische Physiographie der Reigersdorfer Kalksilikatfelse und ihrer Mineralien beabsichtigt Herr Artur Scheit eine spezielle Arbeit zu veröffentlichen, worauf hiermit hingewiesen sei.

Die Kontaktlagerstätte der Franziskazeche am Neuwirtshausberge bei Mähr.-Schönberg.

Von den bisher betrachteten Kontakterscheinungen wesentlich verschieden ist die Kontaktmetamorphose, welcher die altbekannte Eisenerzlagerstätte am Südfuße des Neuwirtshausberges bei Mähr.-Schönberg ihre Entstehung verdankt; während die ersteren zur Ausbildung einer großen Menge und zahlreicher Spezies von Kalksilikaten führte, besteht die letztere in einer Konzentration von Eisenerzen und der Ausbildung einer Reihe von basischen Silikaten der Tonerde. Beide Arten der Kontaktmetamorphose stehen insofern miteinander im Zusammenhange, als sie in der Schieferhülle desselben Gneislakkolithen hervorgerufen wurden, zu dessen Kontakthof beide gehören, und erscheint es von diesem Gesichtspunkt aus keineswegs deplaziert, auch diese Art der Kontaktmetamorphose hier in den Kreis der Erörterung zu ziehen.

Auf der gedachten Eisenerzlagerstätte haben die k. k. priv. Eisenwerke der Herren Gebrüder Klein in Zöptau im sechsten Dezennium des vorigen Jahrhunderts (1852 u. f.) auf der ehemaligen Franziskazeche einen Eisenerzbergbau betrieben, der in einem 62·4 *m* langen Stollen, einem 7·6 *m* tiefen Schacht, sowie vielfach verzweigten Abbaustrecken bestand und der als Hauptprodukt ein stufiges Glanzeisenerz, nebenher auch Magneteisenerz gefördert hat. Dieser Bergbau steht seit langer Zeit außer Betrieb, demzufolge die Grubenbaue leider unzugänglich sind. Ich war daher auf genaues Studium der geologischen Verhältnisse am Tage, der Haldenreste, der alten Grubenkarten, sowie der Bergbauberichte beschränkt. Als erschwerend trat der Umstand hinzu, daß das Grundgebirge in der gedachten Lokalität durch Ackererde und Löß verdeckt wird.

Über dieses Erzvorkommen verdanken wir M. V. Lipold[1]) einen kurzen, folgendermaßen lautenden Bericht: „Am südlichen Gehänge des Neuwirtshaushügels bei Mähr.-Schönberg ist in dem dortigen Granitgneise ein Bergbau auf Magneteisensteine eröffnet, welche teils als kleine Linsen und Körner, teils als derbe Knollen an der Grenze granitischer und glimmerreicher Gneise vorkommen, teils endlich meist

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., V. Jahrg. 1854, pag. 232.

in Oktaederkristallen mit Feldspat, Quarz, Hornblende und Granaten ein körniges Gemenge eines eigentümlichen Gesteins bilden."

Nach den Beobachtungen an Ort und Stelle hat jedoch Verfasser konstatiert, daß die Erzlagerstätte einer Scholle der daselbst hochmetamorphen Glimmerschieferhülle angehört, welche hier den zentralen Gneislakkolithen aufgelagert erscheint, und zwar an der Grenze gegen unregelmäßige und mächtige Lagergänge von Granitgneis und Pegmatit, welche den daselbst als Biotitmuskovitgneis ausgebildeten Intrusivgneis durchsetzen und der als das am Tage herrschende Gestein die südöstlichen Ausläufer des Bürgerwaldes, beziehungsweise des Neuwirtshausberges zusammensetzt. Das Streichen dieser Gneismassen ist konstant NO, das Fallen zumeist flach NW, zuweilen sehr steil SO einfallend. Das Streichen der Erzlagerstätte ist konform NO, genauer ausgedrückt 4 h gestreckt, welcher Richtung auch der Stollen folgt. Diese Lagerstätte weist folgende Komponenten auf:

a) Als vorherrschenden erzigen Bestandteil ein dichtes, zuweilen körniges, als auch blättriges und stufiges Glanzeisenerz von blutroter Farbe und metallartigem Glanze, das aus der Umwandlung des Magneteisenerzes hervorgegangen ist, dessen Formen es beibehielt; so zum Beispiel erscheinen zahlreiche 3—5 *mm* große Oktaeder von Hämatit mit deutlich blättriger Textur pseudomorph nach Magnetit als sprechender Beweis dafür; sie sitzen außerdem auf derbem kleinkörnigem oder großblättrigem Hämatit, dem häufig Granatkörner eingesprengt sind. Gegen dieses Erz an Menge zurücktretend ist:

b) Kleinkörniges oder oktaedrisches Magneteisenerz, teils rein ohne Akzessorien, teils enthält es im Zusammenvorkommen an Nebengemengteilen Granat, Orthoklas, zwillingsstreifigen Plagioklas (Albit), Muskovit, Quarz, Hornblende, Ilmenitkörner, Disthen (Räthizit und Cyanit) in linealartigen und säulenförmigen Kristallen. Diese Magnetite wirken sehr stark auf die empfindliche Magnetnadel.

c) Von besonderem Interesse sind grobkörnige Gemenge von prismatischem Staurolith mit Eisenerzen, und zwar große Magnetitoktaeder und -körner, Titaneisenerz, rhomboedrisch, und Körner, akzessorisch Orthoklas, Albit, Disthen und Granat. Wirkt ebenfalls aber weniger stark auf die Magnetnadel.

d) Zur Lagerstätte gehören noch jene grobschiefrigen hochmetamorphen gneisartigen Glimmerschiefer, welche soviel Magnetit eingesprengt enthalten, daß sie noch immer stark auf die Magnetnadel wirken. Zum wesentlichen Mineralbestande gehören zahlreiche Staurolithkristalle in sechsseitigen Säulen der Komb.-Form $\infty P \,.\, \infty P \breve{\infty} \,.\, o P$ und mit unter 60^0 geneigten Zwillingen, sowie derbe Partien davon in Leisten und Trümmern der vorherrschenden Glimmermasse von Muskovit und Biotit eingebettet, weitere Gemengteile sind Orthoklas, zwillingsstreifiger Plagioklas (Albit) mit starkem Perl-

mutterglanz und Disthen. Außerdem sind akzessorisch vertreten Ilmenit, Granat, Apatit und Hornblende.

Die ganze Lagermasse ist kalkfrei, als sekundäre Zersetzungsprodukte der Eisenerze hat man Limonit und Eisenkiesel getroffen. Das Erzvorkommen ist linsenförmig, absätzig ohne Regelmäßigkeit und Stetigkeit im Streichen und Fallen.

Unter den vorstehend festgestellten Mineralien der Kontaktlagerstätte nimmt unser spezielles Interesse der Disthen in Anspruch, demzufolge er näher betrachtet werden soll. Derselbe kommt teils makroskopisch in bis 20 *mm* langen und 5 *mm* dicken Säulen, ferner als Gemengteil in mikroskopisch kleinen, jedoch stets wohlgebildeten Kristallen, im vererzten hochmetamorphischen gneisartigen Staurolithglimmerschiefer vor; schließlich auf den Strukturflächen des Magneteisenerzes in 2—3 *mm* großen linealartigen Kriställchen zusammen mit Granat, letzterer der Form ∞O und in rundlichen Körnern.

Die Komb.-Form aller dieser Disthenkristalle ist:

$$M = \infty P \bar{\infty} (100) \,.\, T = \infty P \breve{\infty} (010) \,.\, P = 0P (001) \,.\, o = \infty' ,P (1\bar{1}0);$$

Habitus schlank säulenförmig nach c mit vorherrschendem M, schmalem T und o, linealähnlich, manchmal jedoch M und T im Gleichgewicht mit pseudotetragonalem Habitus. Auch Zwillinge mit M als Zwillingsebene, ferner staurolithähnliche Zwillinge unter nahezu 60° sich kreuzenden Individuen nach $(\bar{2}\bar{1}2)$ kommen vor. Spaltbarkeit nach M (100) vollkommen, die Spaltung nach T (010) weniger scharf, spärlich und abspringend. Glasglanz, auf M (100) Perlmutterglanz, durchsichtig bis durchscheinend. Farbe: farblos, weiß, hellgrau, bläulich; die größeren Kristalle in Kern und Schale oder in Zonen und Flecken wechselnd pigmentiert. Weiße und graue wirrstrahlige Aggregate, die als Rhätizit bezeichnet werden, treten gegen die farblosen, weißlichen und bläulichen Kristalle, die man Cyanit benennt, erheblich zurück.

Das Hangende der in Rede stehenden Erzlagerstätte bildet allem Anscheine nach ein fast ausschließlich aus Muskovit bestehender Glimmerschiefer, in dessen Gesteinsgemenge nur noch etwas Biotit und Quarz eintreten. Dagegen ist darin Magnetit in dichten und körnigen Aggregaten und zuweilen als große Oktaeder ein häufiger Gast, akzessorisch ist daneben rhomboedrischer Ilmenit und Granat. Die benachbarten Feldspatamphibolite und Amphibolgneise dürften wohl ebenfalls dem Hangenden angehören.

Im Liegenden brechen auf den bereits oben erwähnten Lagergängen Muskovitgranitgneis und Muskovitpegmatit ein, denen auch ähnlich zusammengesetzte Gesteine von aplitischem Habitus nicht fehlen. Aus den benachbarten Pegmatitmassen mögen wohl auch jene Korundkristalle herstammen, welche Oborny[1]) auf der Halde der Franziskazeche fand und beschrieben hat.

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1865, 15, Verh. 14.

Die spätere Einwanderung der Eisenerze an der Grenzfläche des Glimmerschiefers steht wohl fest, dagegen ist die Herkunft der metallischen Lösungen zweifelhaft. Es sind zwei Annahmen möglich, und zwar: die Eisenverbindungen waren ursprünglich in den benachbarten Hornblendegesteinen fein verteilt und wurden erst später durch die Kontaktmetamorphose auf der Grenzfläche durch Molekularwanderung vermittels der vom zentralen Intrusivgneis ausgehenden „agents minerali sateurs“ konzentriert; oder sie wurden direkt von dem Gneislakkolithen aus großer Tiefe emporgebracht und mittels überhitzter Lösungen an der Grenzfläche unter Verdrängung der Schiefer infiltriert. Nachdem aber die angrenzenden Staurolithglimmerschiefer eisenreicher als anderwärts abseits vom Kontakt sind, so hat wohl die letztere Alternative die größere Wahrscheinlichkeit für sich.

Wie bereits oben angeführt wurde, kommt bei Blauda im Hradiskowalde ebenfalls eine Magneteisenerzlagerstätte unter ähnlichen Lagerungsverhältnissen im Hangenden des dortigen mächtigen Kalksilikatlagers vor. Auch dieses Erz wurde nach dem Zöptauer Hochofen geführt und dort verhüttet.

Das sporadische Erzauftreten in den peripherischen Kontaktzonen entspricht ganz dem Charakter von Kontaktlagerstätten. Der Kontakthof in den Überresten der Schieferhülle am Neuwirtshausberge bei Mähr.-Schönberg weist zweierlei Wirkungen auf, und zwar: erstens Ausbildung der Staurolith-Granatglimmerschiefer; zweitens Entstehung der Staurolith-Magnetitlager; beide gehören derselben pneumatolithischen Periode des zentralen Gneisstockes an, dem dieselben peripherisch aufgelagert sind und welcher Zeitperiode magmatische Emanationen zur Bildung der Pegmatite und Aplite unmittelbar vorhergingen. Mit den früheren Auseinandersetzungen wurde bereits darauf hingewiesen, daß auch die kontaktmetamorphische Umwandlung der primären Kalksteine zu Kalksilikatfels in dieselbe Emanationsperiode fällt.

Theorie der Entstehung der Kalksilikatfelse von Mähr.-Schönberg.

Ansichten früherer Beobachter.

Bergrat Lipold[1]) läßt die Frage nach dem kontaktmetamorphischen Agens hinsichtlich des Blaudaer Kalksilikatfelses zwischen Granitgneis und dem weiter südlich auftretenden jüngeren Biotitgranit vorsichtigerweise offen. Was Dechant Kaspar[2]) über die Genesis desselben Vorkommens schreibt, liegt wohl jenseits der Grenze exakter Naturforschung; er macht Granitgneis und Granit gleichmäßig dafür verantwortlich.

[1]) L. c. a. a. O.
[2]) L. c. a. a. O.

G. v. Bukowski[1]) tritt dafür ein, daß die Kontaktmetamorphose der Kalksilikatfelse im Kartenblatte Mähr.-Neustadt und Mähr.-Schönberg durch den jüngeren Granit, der an einigen Punkten bei Blauda und Oberhermesdorf durchstoßen ist, bewirkt wurde; ungeachtet dessen, daß dieser Granit mit dem Kalksilikatfels nicht nur nirgends in direkte Berührung kam, vielmehr beispielsweise bei Blauda 0·5 *km* weiter südlich von des letzteren Hauptmasse im Hradiskowalde ansteht und bei Reigersdorf der gedachte Biotitgranit gänzlich fehlt. Durch nachfolgende Ausführungen und Begründungen hoffe ich diese wahrscheinlich in der bloßen Anwesenheit der Granite begründete Annahme zu widerlegen.

Ansichten des Verfassers.

Nachdem der oben eingangs angeführte Gneislakkolith nach NO (genauer ausgedrückt 2 h 4 gd) gestreckt erscheint, dessen Bankung, beziehungsweise Schichtung konform dem allgemeinen Schichtenstreichen der übrigen Formationsglieder ebenfalls nach NO streicht, so muß daraus gefolgert werden, daß diese Masse von Orthogneis, welche, wie oben erwähnt, aus echten Granitporphyren und Graniten entstanden, zur Zeit der Gebirgsbildung emporgestiegen ist und durch die geodynamische Kraft gewölbförmig aufgepreßt und mehr oder weniger intensiv gefaltet als auch gegen SO übergefaltet, sowie gleichzeitig zu dem heutigen Bestande metamorphosiert wurde. Das Aufpressen dieser Gneismasse, ihre, sowie die Metamorphose der Glimmerschiefer- und Phyllithülle sind der Hauptsache nach gleichzeitige und ursächlich verknüpfte Vorgänge.

Die gedachten Biotitaugengneise werden, wie wir weiter oben gesehen haben, von grobkörnigem, schuppigem Muskovitgranitgneis durchbrochen; derselbe nimmt südlich von Reigersdorf im Bürgerwald solcherart überhand, daß dort die Durchdringung allgemein erscheint; er besitzt noch größtenteils die ursprüngliche richtungslos granitische Struktur und ist daher weit weniger dynamometamorphisch beeinflußt, als der obige Biotitaugengneis, deshalb ersterer auch zweifellos jüngeren Alters als der letztere ist.

Der zentrale Intrusivgneis sowie der Granitgneis werden außerdem von zahllosen Aplit- und Pegmatitgängen durchschwärmt, welche zur Ganggefolgschaft derselben gehören und die jüngsten Glieder in dieser Reihe eruptiver, beziehungsweise pneumatolithischer Gebirgsglieder repräsentieren, welche keine Spuren der gedachten metamorphosierenden Einflüsse an sich tragen, wie man sich an dem unversehrt erhaltenen Gesteinsbestande überzeugen kann.

Mit diesen Aplit- und Pegmatitgängen stehen nun die Kalksilikatlager insofern in inniger Verbindung, als sie mit diesen gleichzeitig und sowie diese durch pneumatolithisch-

[1]) Erläut. zum Kartenblatte Mähr.-Neustadt—Mähr.-Schönberg 1905, pag. 23.

hydatogene Prozesse, das heißt von Gasen und Lösungen des granitischen Magmas, umgewandelt wurden, welchem Vorgange die große Klüftigkeit der ursprünglichen Kalksteine zustatten kam. Dadurch wurden mannigfaltige Varietäten der Kalksilikatfelse gebildet, und zwar: der Augithornfels und Amphibolhornfels, reich an Kalknatronfeldspäten sowie auch Kalkfeldspäten, was auf eine Durchtränkung mit einem feldspatreichen Magma hinweist; ferner Granathornfels und Wollastonithornfels, welche unter Austreibung der Kohlensäure und Zufuhr von Kieselsäure an Stelle der primären Kalksteine getreten sind.

Die Kontaktmetamorphose der primären Tonschieferhülle des zentralen Orthogneisstockes der Kepernik-Hochschaargruppe im Hohen Gesenke zu hochkristallinen Glimmerschiefern und Phylliten fällt wohl der Zeit nach in die Periode des Pressungs- und Faltungsaktes, dem der eruptive Gneiskern selbst unterworfen war. Die Umwandlung des ursprünglichen Sediments zu Phyllit und schuppigen glimmerreichen Glimmerschiefer vollzog sich wohl in einem festen, jedoch immerhin durch Druck hinreichend plastisch gewordenen Zustand. Die Ausbildung des Kontakthofes ausgezeichneter Staurolith-, Andalusit- und Granatglimmerschiefer mit den massenhaften Quarzlinsen, die man so schön am Kepernik, Fuhrmannstein und Rothenberg bewundert, ist jedoch gleichfalls in jener langen pneumatolithischen Periode erfolgt, welcher die schönen Kalksilikatfelse bei Mähr.-Schönberg angehören. Auf diese Art erscheinen beide Arten der exomorphen Kontaktmetamorphose zeitlich und ursächlich miteinander verknüpft.

Im speziellen Teile wurde ausgeführt, daß die Kalksilikatfelse ausnahmslos im schiefrigen Orthobiotitaugengneis lagern. Es entsteht also die Frage, wie sind diese ursprünglichen Sedimentgebilde in das Intrusivgestein geraten? Es kann wohl kein Zweifel darüber bestehen, daß diese Kalksteine früher einen Bestandteil des Schiefermantels an dessen Basis bildeten und bei der Aufpressung des Gneislakkolithen in diesen versenkt wurden und dadurch die beobachtete hochgradige Kontaktmetamorphose erlitten haben. Beweis dafür, daß die Kalksilikatlager bei Reigersdorf und Blauda metamorphosierte Glimmerschiefer als Zwischenmittel umschließen, welche ebenfalls als Produkt der Kontaktmetamorphose anzusehen sind. Dieser letzteren waren auch die übrigen Teile des Schiefermantels im Hangenden des Kalksilikatlagers bei Blauda in solchem Maße unterworfen, daß dieselben zu Gneisglimmerschiefern umgewandelt wurden. Schon Prof. F. Becke[1]) hat darauf hingewiesen, „daß die Grenze von Gneisgewölbe und Schieferhülle, die in beschränkten Aufschlüssen konkordant und der Schieferung parallel erscheint, in Wirklichkeit nicht so konkordant verläuft, daß der Gneis dem Schiefer gegenüber durchgreifende

[1]) Vorläuf. Bericht über den geol. Bau des Hohen Gesenkes. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissenschaften, Bd. Cl., Abt. I, März 1892.

Lagerung besitzt". Der Schiefermantel ist später bei Reigersdorf gänzlich, bei Blauda teilweise abgetragen worden; dagegen die härteren Kalksilikatfelse, als der festere Teil, Widerstand leisteten, daher erhalten blieben.

Aus diesen Lagerungsverhältnissen der Kalksilikatfelse muß des weiteren gefolgert werden, daß diese Gesteinsmassen nicht in die Tiefe herabsetzen, vielmehr läßt das am besten aufgeschlossene Vorkommen zu Reigersdorf, insbesondere sein nach unten abnehmendes Schichtenfallen auf die abwärts auskeilende Linsenform schließen. Es sind daher die Kalksilikatfelse in der Umgebung von Mähr.-Schönberg zufolge ihrer geologischen Erscheinungsform sehr wahrscheinlich wurzellose Massen, die von oben aus dem Dache in das in der Verfestigung begriffene granitische Magma des großen Gneiskernes einsanken, daher nur letzerem die Tiefe angehört. Damit im Zusammenhange steht auch, daß die Kalksilikatlager zum Teil in der Tiefe die größere Intensität der Kontaktmetamorphose darbieten: nämlich Zunahme der Feldspatisierung und der Silizifikation, welche in der Ausbildung pegmatitischer Strukturen zum Ausdruck kommt, während nach oben abnehmend lediglich Marmorisierung zustande kam.

Das Werk der Kontaktmetamorphose an unseren Kalksteinen war längst verrichtet, als die jüngeren Biotitgranite westlich Blauda und bei Oberhermesdorf durch die alten Orthobiotitaugengneise und seine Ganggefolgschaft sowie dessen Schieferhülle durchbrachen; es stehen daher jene Biotitgranite jüngeren Alters mit den in Rede stehenden Kontaktgebilden in keinerlei ursächlichem Zusammenhang. Trotzdem, daß bei Reigersdorf die durchgreifendsten Kontaktwirkungen zu beobachten sind, ist dortgegends von den jüngeren Biotitgraniten, wie solche bei Blauda und Oberhermesdorf zutage treten, keine Spur zu finden; es kann daher die Kontaktmetamorphose daselbst nur von dem Gneislakkolithen ausgegangen sein; sie fällt, wie bereits oben ausführlich erörtert wurde, zeitlich in dessen pneumatolithische Periode und ist mit seinen Aplit- und Pegmatitgängen vom gleichen Alter. Was für das Reigersdorfer Vorkommen in genetischer Beziehung gilt, gilt folgerichtig auch für die übrigen Vorkommen, und zwar um so mehr als dieselben auf einem einheitlichen Streichen liegen und ein unter gleichen geologischen Bedingungen entstandenes Ganzes bilden. Es war dies ein Kalksteinzug an der Basis der Schieferhülle, welcher beim Aufpressen des Gneiskernes zum Teil in diesen versenkt und gänzlich metamorphosiert wurde; während die Schieferhülle durch die Erosionsmechanik größtenteils zerstört wurde, blieben die widerstandsfähigeren Kalksilikatfelse erhalten. Es ist demzufolge die Vermutung begründet, daß bei aufmerksamer Begehung des gedachten Zuges noch weitere Kalksilikatlager aufgefunden werden, worauf die nach dem Stande unserer heutigen Kenntnis stark zerrissene Kette vollständiger werden dürfte.

Faßt man die obigen Ausführungen über die geschilderten Kontakthöfe übersichtlich zusammen, so ergibt sich daraus, daß der große zentrale Gneißstock der Kepernik-Hochschaargruppe mehrfache tief eingreifende exomorphe Kontaktmetamorphose im Gefolge hatte, wogegen endomorphe Kontaktwirkungen nur eine untergeordnete Rolle spielen. Zu den ersteren gehören:

1. Intensive Umwandlung der dem Gneisgewölbe aufgelagerten Schieferhülle, wie die Kontakthöfe ausgezeichneter Staurolith-, Andalusit- und Granatglimmerschiefer, sowie die kontaktmetamorphen Eisenerzlager am Neuwirtshausberge bei Schönberg und im Hradiskowalde bei Blauda beweisen.

2. Grün und braun gefleckte Einlagerungen in dem Schiefermantel des Gneisgewölbes der Hochschaar-Kepernikgruppe, und zwar feinkörnige bis dichte, durch Gehalt an lichtgrünem Augit ausgezeichnete, kalzitreiche Gesteine, oft mit feinkörnig-schuppigen, biotitreichen, plattigen Gneisen wechsellagernd, welche bereits Prof. Fr. Becke festgestellt hat (l. c.).

3. Die schönen und mächtigen sowie weitverbreiteten Kalksilikatfelse der Gegend von Mähr.-Schönberg, welche mannigfache Gesteinsvarietäten umfassen, und zwar: grün gestreifte und gefleckte oder ganz grün gefärbte Augithornfelse, schwarz gestreifte oder gebänderte Amphibolhornfelse, rote Granathornfelse und weißgraue Wollastonithornfelse.

Hieran schließen sich die endomorphen Kontaktgebilde, und zwar:

4. Das Vorkommen gangförmiger Pyroxen- und Hornblendeaplite, welche sowohl am Liegenden die Kalksilikate begleiten oder das Hangende derselben nach verschiedenen Richtungen durchsetzen.

In seiner jüngst erschienenen, oben zitierten Arbeit „Über die Kontaktminerale von Blauda" (pag. 130) sagt V. Neuwirth: „Überdies sind Granat, Epidot, Wollastonit und Vesuvian, welche in dem Blaudaer Gestein als Akzessorien auftreten, als Kontaktminerale bekannt, welche ihren Kalkgehalt dem Kalkstein und das $Al_2 O_3$ dem Feldspat verdanken; sie kommen auch in der von Kretschmer beschriebenen Kontaktlagerstätte von Friedeberg (österr.-Schlesien) in einem dem Blaudaer Gesteine ähnlichen Gestein vor, dessen Entstehung durch Kontaktmetamorphose außer Frage steht."

Diese Ausführungen müssen wohl dahin ergänzt werden, daß nach den Untersuchungen des Verfassers der Sitz der Blaudaer Mineralassoziation Granat, Vesuvian, Epidot, Wollastonit und Kalzit in dem dortigen lagerförmigen Wollastonithornfels, beziehungsweise dem Granathornfels zu finden ist, Gesteinen von panallotriomorpher feinkörniger Struktur, während auf den Friedeberg-Altkaltensteiner Kontaktlagerstätten die herrlichen Hessonite, der Vesuvian, Augit, Epidot, Wollastonit, Kalzit und Bergkristall an die gangförmigen Pyroxenpegmatite gebunden sind, Gesteine von panidio-

morpher grobkörniger Struktur; es sind eben typische Pegmatite, keine Kalksilikatfelse.

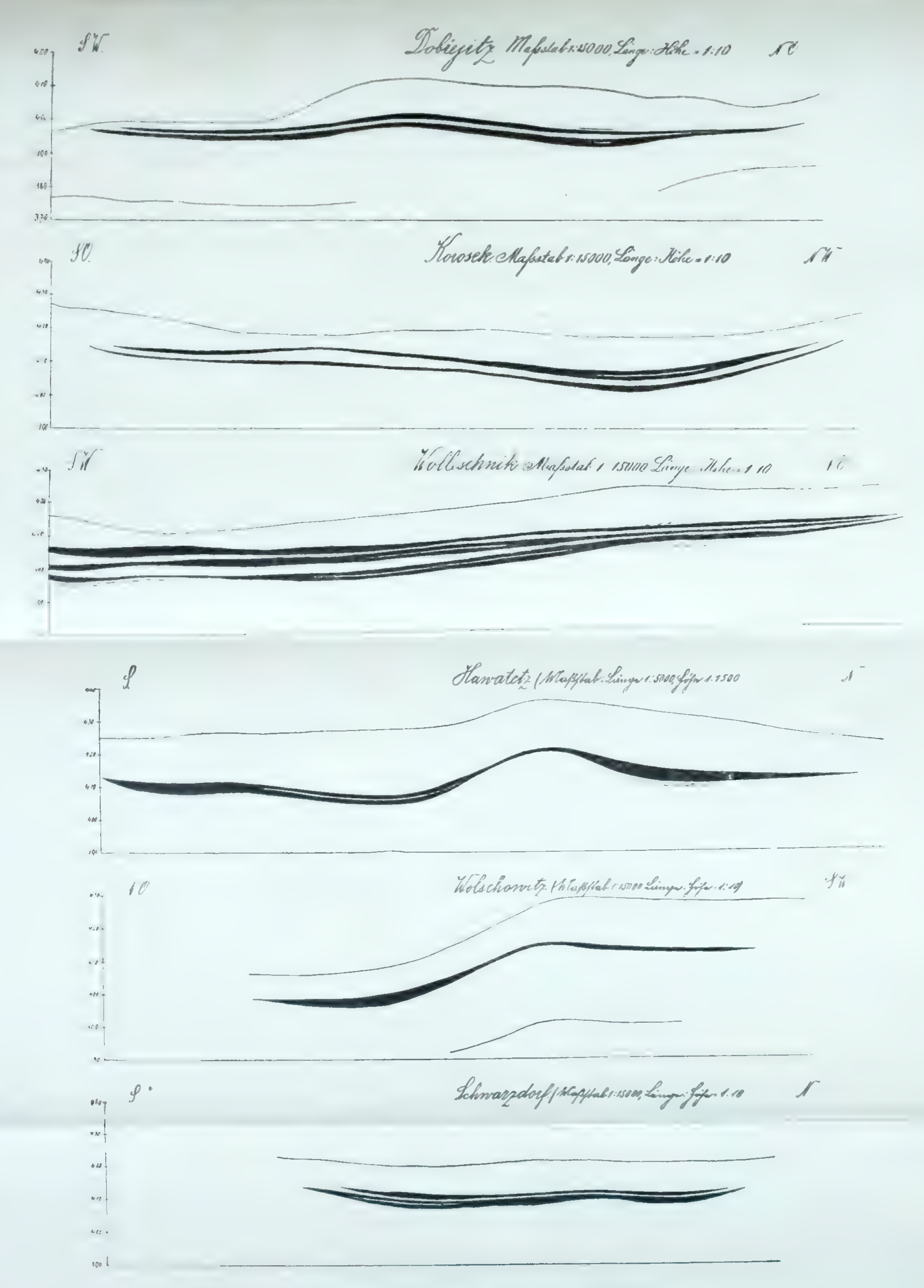
Nachdem Neuwirth mit keinem Wort das Vorkommen von Reigersdorf berührt, so muß angenommen werden, daß es ihm nicht bekannt gewesen.

Außerdem sind beide gedachte Vorkommen der Kontaktlagerstätten in genetischer Beziehung wesentlich verschieden, denn die lagerförmigen Kalksilikathornfelse in der Umgebung von Mähr.-Schönberg sind, wie oben nachgewiesen wurde, durch Resorption granitischen Magmas, beziehungsweise seiner Gase und Lösungen entstanden, sie sind Gebilde der exomorphen Kontaktmetamorphose, während die gangförmig, sowie auf Lagergängen und Gangnestern auftretenden Pyroxenpegmatite der Kontaktlagerstätten zu Friedeberg und Altkaltenstein durch die Einschmelzung von Kalk ihre Entstehungsbedingungen gefunden haben, demzufolge als Werk der endomorphen Kontaktmetamorphose anzusehen sind.

Karlsbrunn, Ende Juli 1908.

Inhaltsverzeichnis.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Erdbergstraße 3.

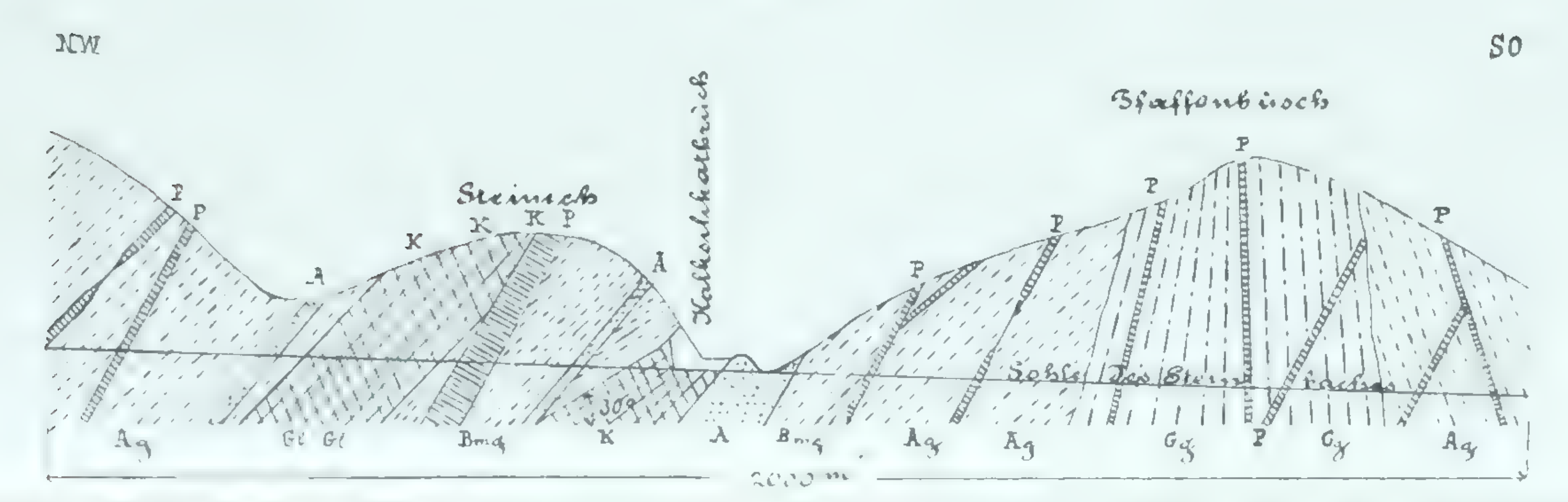


Lagerung der größeren Kohlenflöze.

Aus den Tiefbohrungen konstruiert.



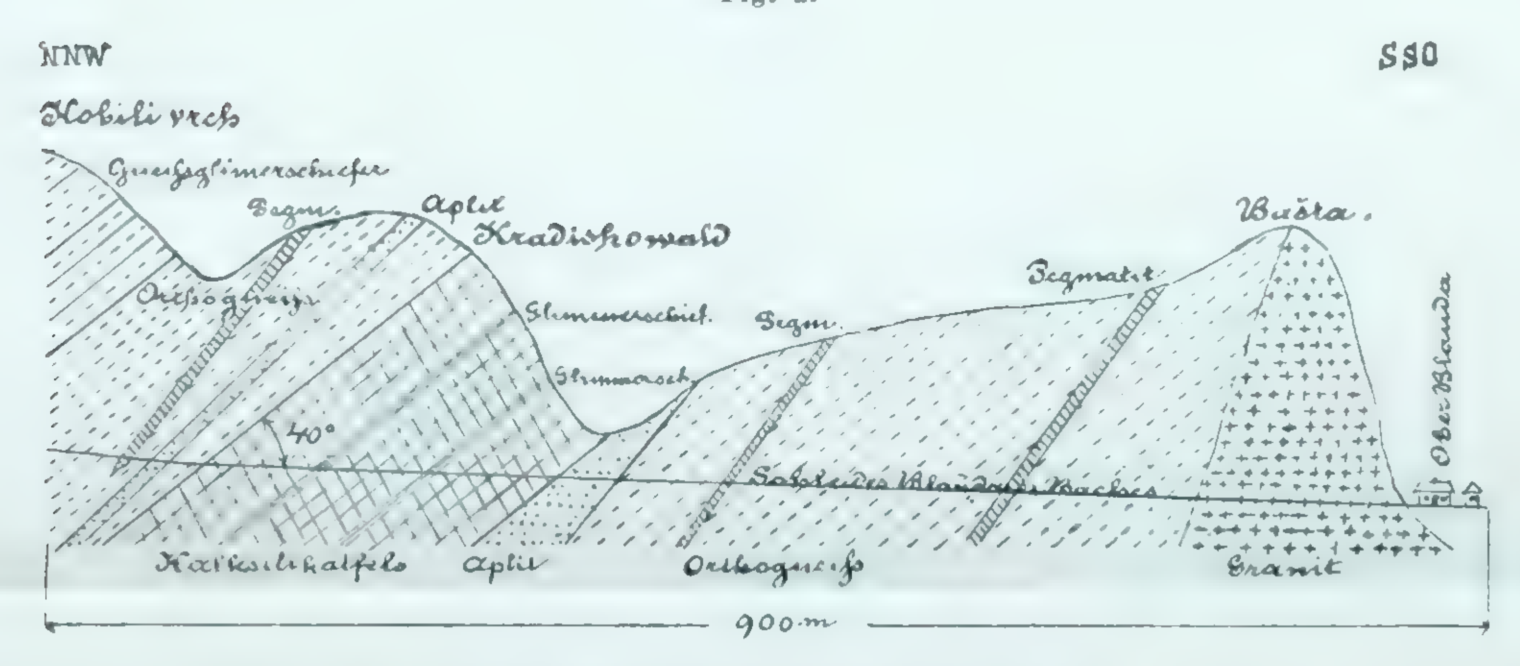
Fig. 1.



Profil durch die Kalksilikatlager bei Reigersdorf.

Gg = Granitgneis. — *Ag* = Augengneis. — *Bmg* = Schiefergneis. — *P* = Pegmatit. — *A* = Pyroxenaplit. — *K* = Kalksilikatfels. — *Gl* = Glimmerschiefer.

Fig. 2.



Profil durch das Kalksilikatlager bei Blauda.





Die fossilen Cephalopodengebisse.

Von Dr. Alfred Till.

Mit zwei Lichtdrucktafeln (Nr. XIX [I] und XX [II]) und vier Zinkotypien im Text.

Einleitung.

Diese zweite Fortsetzung (dritte Abhandlung) über Rhyncholithen enthält die Ergebnisse des Studiums von im ganzen etwa 250 Exemplaren, von welchen der weitaus größte Teil spezifisch bestimmbar war. Das Material verdanke ich folgenden Instituten: Kgl. geologisch-paläontologisches Institut und Museum in Berlin (C. Bl.), Museum der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft in Frankfurt a. M. (C. Fk.), Klg. Naturaliensammlung in Stuttgart (C. St.) Privatsammlung des Herrn Prof. G. Boehm und Sammlung des Geologischen Instituts in Freiburg i. Br. (C. Fr.).

Ich spreche den hochgeehrten Herren Vorständen und Assistenten der genannten Sammlungen für die in liberalster Weise gestatte Überlassung und freundliche Übersendung des Studienmaterials meinen verbindlichsten Dank aus.

Die vorliegende Arbeit gilt als Ergänzung der Abhandlungen im Jahrbuche der k. k. geol. Reichsanstalt Wien 1906 (pag. 89—154) und 1907 (pag. 535—682).

In bezug auf die vorjährige Abhandlung muß eine fälschliche Lokalitätsbezeichnung korrigiert werden, worauf mich Herr Direktor M. Bédot (Genf) gütigst aufmerksam machte: *Hadrocheilus robustus* (pag. 578) trug keine Etikette und ich bezog im Texte das Exemplar problematisch auf die Lokalität Méouille. Herr Direktor Bédot meint, daß sowohl nach dem Charakter der Fossilisation als auch nach dem Material des Gesteines das Stück mit Grés de Cambridge-Farren zu etikettieren sei.

Im folgenden stelle ich die vom Jahrbuch 1907 noch nachzutragende und von heuer neu hinzuzufügende Literaturangabe den Beschreibungen voraus.

Literatur.

Zur Ergänzung des im Jahrbuch 1906 (pag. 89—90) gegebenen Verzeichnisses jener Autoren, welche irgendeinen Rhyncholithen abgebildet oder beschrieben haben, seien genannt:

Blackmore, Geol. Magaz. Dek. IV, Vol. III, London 1896 (*Hadrocheilus sp. ind.* Blackmore, vergl. 1907, pag. 564).
Bortolotti C., Rivista di Pal. 1905, pag. 121—123 (vergl. 1907, pag. 655).
Buckland, Mineralogie und Geologie 1838 (*Rh. hirundo*, vergl. 1907, pag. 544).
Deslongchamps E., Bull de la soc. Linn. de Normandie 1857—1858. (*Nautilus, Rh. sp. ind. Deslongchamps* vergl. 1907, pag. 543).
Favre, Oxfordien des alpes fribourgoises (*Hadrocheilus Favrei, H. sp. ind., Leptocheilus tenuis G. Brunneri*, vergl. 1907, pag. 564, 611, 615, 624 und 646).
Fraas E., Württemberg. naturw. Jahreshefte XV (*Rh. integer*, vergl. diese Abhandlung).
Neumayr, Balin (*Rh. Suessi*, vergl. 1907, pag. 542).
d'Orbigny, Terr. jur. Atlas (*Rh. lineatus, ignotus, giganteus*, vergl. 1907, pag. 541 und 550).
Parona, Cephalopod. terziari (*Rh. Paronae* und mehrere *Rh. sp. ind.*, vergl. 1907, pag. 543 und 564).
Pictet et Campiche, Terr. crét. de St. Croix (*Rh. Grayensis*, vergl. 1907, pag. 553).
Quenstedt, Cephalopoden (vergl. 1907, pag. 620 ff. und 643).
Zieten, Les Pétrifications de Wurtemberg, Atlas (*Rh. hirundo*, vergl. 1907, pag. 544).
Zittel, Beneckes Beiträge, Atlas (*Hadrocheilus liasinus*, vergl. 1907, pag. 593, *H. oblongus*, vergl. 1907, pag. 587).

A. Nautilus-Schnäbel.

I. Untergattungen der triadischen Nautilen (Temnocheilus u. a.).

(Gruppe des *Rhyncholithes hirundo Faure-Biguet.*)

Im Jahrbuch 1907 hatte ich (pag. 543 ff.) nur eine Unterscheidung von *Rh. hirundo* und *Rh. cf. hirundo* versucht, heuer liegen mir eine große Anzahl von Rhyncholithen vor, welche alle zwar die gemeinsamen Züge des *Rh. hirundo* aufweisen, nämlich plumpe Kapuze und schlanken Schaft, gut gekrümmte Dorsalkante und dieselbe sehr charakteristische Skulptur der Unterseite, welche auch an den drei abgebildeten Stücken mehr oder minder deutlich ersehen werden kann (Taf. XX, Fig. 24*b*, 25*b* und 26*b*); die Unterseite ist im ganzen breit und flach und wird von einem Längswulst halbiert, welcher in der Mitte am breitesten ist, sich gegen den Hinterrand allmählich ausdünnt und gegen den Scheitel hin eingeschnürt ist, um dann im apikalen Drittel in eine sehr eigentümliche zopfförmige Bildung überzugehen; auch die beiden Seitenränder des apikalen Teiles der Basis sind mit einer großen Anzahl feiner, etwas unregelmäßig angeordneter Kerben versehen.

Gegenüber diesen gemeinsamen Merkmalen sind unter den hier vereinigten Rhyncholithen sehr beträchtliche Unterschiede zu gewahren in bezug auf die relativen Maße, die Ausbildung der Scheitelspitze und die absolute Größe. Es ist zu vermuten, daß wir es bei den

einzelnen Rhyncholithen mit verschiedenen Arten triadischer Nautilen, vielleicht auch verschiedenen Untergattungen zu tun haben; denn wenn man auch bislang nur *Temnocheilus* in Verbindung mit *Rhyncholithes hirundo* gefunden hat, so ist es doch leicht möglich, daß die ganz ähnlichen Gattungen *Trematodiscus*, *Pleuronautilus* u. a. ebenfalls verkalkte Kieferstücke besessen haben. Freilich kommen wir bei dieser Betrachtung wieder zu der seltsamen Tatsache, daß seither keinerlei Rhyncholithen aus dem Paläozoikum bekannt sind, obwohl *Temnocheilus M'Coy* schon aus dem Silur bekannt ist. Vielleicht ist nun der paläozoische „*Temnocheilus*" eben dadurch vom triadischen unterschieden, daß er kein verkalktes Gebiß besaß und wäre auch hiernach ein eigener Gattungsname begründet.

Es ist beachtenswert, daß *Rh. hirundo* mit ganz seltenen Ausnahmen nur im deutschen Muschelkalk gefunden wurde: vielleicht waren gerade die geologischen Verhältnisse des deutschen Muschelkalkmeeres der Erhaltung und späteren Fossilisation der Rhyncholithen ausnehmend günstig. Ich habe wiederholt darauf hingewiesen, daß die Erhaltungsbedingungen für die Schalen und Schnäbel der Nautilen wesentlich verschiedene sind; dies ist begründet in der sehr verschiedenen chemischen Zusammensetzung der beiden genannten Hartteile und der verschiedenen Ablagerung: so findet man vom rezenten *Nautilus* zwar zahlreiche Schalen, welche — weil leichter als das Meerwasser — weithin an die Küsten verschwemmt werden, niemals aber Kieferstücke, welche wohl mit den verwesenden Weichteilen des Tieres am Meeresboden liegen bleiben. Aus dieser Tatsache erklärt sich, daß wir *Nautilus*-Schalen und *Nautilus*-Kiefer naturgemäß in faziell verschiedenen Ablagerungen suchen müssen.

Ob die im nachfolgenden bemerkten Unterschiede wirkliche Artunterschiede darstellen, ist zumindest ungewiß, die „Artnamen" sind lediglich zu dem Zweck gegeben worden, damit man sich später kurz auf die hier veröffentlichten Abbildungen beziehen könne.

1. *Temnocheilus?* (*Rhyncholithes hirundo Faure-Biguet*).

Taf. XX, Fig 25 *a*–*c*.

(Vergl. 1907, pag. 543—547 und Taf. XIII, Fig. 1 *a*—*c*, 2 *a*—*c*.)

Es ist zweifellos, daß unter dem voranstehenden Artnamen eine Reihe verschiedener Varietäten (vielleicht auch Arten) inbegriffen sind, welche sich nach morphologischen Kennzeichen nicht mit Sicherheit abtrennen lassen. Die Kapuze ist bald etwas schmäler, bald relativ breiter, der Scheitel bald spitziger, bald stumpfer, der Schaft im Profil bald mehr, bald weniger konkav und die Unterseite bald schärfer, bald undeutlicher, aber in stets gleicher Weise skulpturiert. Es ist nicht ganz sicher, wieviel hiervon mit dem Erhaltungszustande zusammenhängt.

Fundort: Muschelkalk, Lunéville, 1 Exempl., C. Fk.; Bayreuth, 3 Exempl., C. Fk.; Weimar, 1 Exempl., C. Fk.; Laineck, 4 Exempl., C. Bl.; Bayreuth, 5 Exempl., C. Bl.; Freyburg a. U., 1 Exempl., C. Bl.; Lunéville, 1 Exempl., C. Fr. (Taf. XX, Fig. 25 *a*—*c*).

2. *Temnocheilus? (Rhyncholithes hirundiformis nov. sp.).*

Taf. XX, Fig. 24 *a—c*.

Das Stück ist durch seine sehr bedeutende absolute Größe und die relative Breite der Kapuze vom „Normaltypus“ unterschieden. Allerdings erscheint der Rhyncholith noch besonders breit dadurch, daß die Seiten- und Hinterkanten der Kapuze hier vollständiger erhalten sind als gewöhnlich. Die Seitenkanten verliefen hier ferner mehr geradlinig als dort, demnach erscheint der Grundriß der Kapuze hier als gleichseitiges Dreieck, beim „Normaltypus“ aber als Oval (Taf. XX, Fig. 25 *b*) oder gar beinahe als Halbkreis (1907, Taf. XIII, Fig. 2 *b*). Der Schaft ist relativ kurz und steil abfallend, im Profil geradlinig, am Hinterrande breit zugestutzt. Die Basalskulptur ist an dem vorliegenden Exemplar ausgezeichnet ausgeprägt.

Fundort: Muschelkalk d. Saarunion, 1 Exempl., C. Fr.

3. *Temnocheilus (Rhyncholithes hirundoides nov. sp.).*

Taf. XX, Fig. 26 *a – c*.

Die Art scheint charakterisiert zu sein durch eine auffallend lange Dorsalkante und einen sehr kurzen, sehr steil abfallenden Schaft (Fig. 26 *c*). Der Erhaltungszustand ist ein sehr guter: man sieht noch (Fig. 26 *b*) wie die Seitenkanten der Kapuze scharf nach abwärts gebogen sind, während bei Fig. 25 *b* die Kapuze in glatter Rundung in die Unterseite übergeht. Der Grundriß der Kapuze ist bei *Rh. hirundoides* infolge der fast geradlinigen Seitenkanten ein Dreieck, und zwar — im Gegensatz zu *Rh. hirundiformis* — ein gleichschenkeliges. Der Scheitel ist besser zugespitzt ($\sphericalangle \alpha$ kleiner) als bei jeder anderen Art des *Hirundo*-Typus. Die Basalskulptur ist dieselbe wie überall, hier sehr gut ausgeprägt.

Fundort: Muschelkalk von Weimar, 1 Exempl., C. Fk.

4. *Temnocheilus? (Rhyncholithes affin. hirundo).*

Die Sammlung der Senckenbergischen Gesellschaft in Frankfurt a. M. besitzt einen ganz kleinen triadischen Rhyncholithen ($d = 7$ *mm*), welcher möglicherweise eine Jugendform des *Rh. hirundo* darstellt. Die Basalskulptur ist ganz undeutlich.

Anhang: *Conchorhynchus.*

Die Unterkiefer der Nautilen eignen sich, wie wiederholt erwähnt, nicht zur spezifischen Bestimmung; ich begnüge mich damit, einige besonders gut erhaltene Conchorhynchen in Abbildungen darzubieten; Taf. XX, Fig. 27 *a*, 28 *a*, 29 *a*, und 30 *a* sind Ansichten der Oberseite, welche stets durch ein Mittelstück mit zopfartiger Skulptur ausgezeichnet ist.

Fig. 28 *b* und 29 *b* sind Ansichten der Unterseite, welche die eigenartig skulpturierte Kaufläche deutlich erkennen lassen.

Fig. 30 *c* ist die Profilansicht eines stark verbrochenen Exemplars und deshalb bemerkenswert, weil man daran sieht, wie das Mittelstück eines *Nautilus*-Unterkiefers eine große Ähnlichkeit hat mit dem 1906 beschriebenen und abgebildeten problematischen *Rhyncholithes obtusus* (Jahrb. 1906, pag. 121—123, Textfig. 16 und Taf. IV, Fig. 25—27). Ein guter Unterschied besteht bloß darin, daß „*Rh. obtusus*“ keine zopfartige Zeichnung, sondern eine vollkommen glatte Oberfläche besitzt. Ebenso ist die Kaufläche beim *Rh. obtusus* glatt, beim triadischen *Conchorhynchus* gerippt. Nach der Ähnlichkeit der Gesamtform möchte ich jetzt vermuten, daß *Rh. obtusus* dem Unterkiefer eines kretazischen *Nautilus* angehört; dann müßte aber der Name in „*Conchorhynchus obtusus*“ umgeändert werden; denn mit „*Conchorhynchus*“ sollen allgemein Unterkieferstücke bezeichnet werden (vergl. Jahrb. 1907, pag. 674).

Fundort: Muschelkalk, Weimar, 1 Exempl., C. Fk. (Taf. XX, Fig. 30 *a* und *c*); Lunéville, 2 Exempl., C. Fk. (eines hiervon Taf. XX, Fig. 28 *a* und *b*); Laineck, 1 Exempl., C. Fk.; Bayreuth, 2 Exempl., C. Fk.; Lunéville, 1 Exempl., C. Fr. (Taf. XX, Fig. 27 *a*); Lok.? 1 Exempl., C. Bl. (Taf XX, Fig. 29 *a* und *b*); Lunéville, 4 Exempl., C. Bl.; Laineck, 1 Exempl., C. Bl.

II. Untergattung Nautilus s. str.

Das neue Material der Sammlungen von Berlin und Freiburg i. B. ließ die schon Abhandl. 1907 durchgeführte Abtrennung in drei morphologische Gruppen: die *Curvati*, *Recti* und die Mittelformen zwischen diesen beiden noch besser ausführen.

Es hat sich gezeigt, daß nicht bloß die Abhandl. 1907, pag. 552 angeführten Form- und Skulpturmerkmale zur Gruppenunterscheidung benützt werden können, sondern daß auch in den durch exakte Messung gefundenen Maßverhältnissen konstante Unterscheidungsmerkmale zu finden sind; man vergleiche die folgende Maßtabelle und die Tabelle auf pag. 540 der Abhandl. 1907.

1. Es ist zu ersehen, daß für die *Curvati* a/s größer ist als für die *Recti*, denn dort sind die gewonnenen Werte: 1·6, 1·5, 1·44, 1·46, 1·4, 1·67, 1·6, 1·5, 1·7 (nur *Rh. curvatus* 1·3), bei der Gruppe der *Recti* aber: 1·2, 1·2, 1·2, 1·2, 1·1, 1·3, 1·3, 1·1. Es drückt sich hierin exakt in Zahlen aus, daß für die *Curvati* eine „weiter zurückgreifende Dorsalkante“ charakteristisch ist.

2. Eine konstante Verschiedenheit ist auch in dem Werte für B/L aus der Tabelle zu lesen. Die entsprechenden Zahlen sind für die echten *Curvati:* 0·5, 0·55, 0·55, 0·6, 0·57, 0·6, 0·48, 0·54, 0·56 (für *Rh. integer* als Extrem 0·38; für *Rh. curvatus* 0·65 und nicht, wie Abhandl. 1907 infolge eines Rechen- oder Druckfehlers steht, 0·7!), die entsprechenden relativen Werte für die echten *Recti:* 0·67, 0·6, 0·6, 0·7, 0·7, 0·74, 0·7, 0·72. Somit ist B/L für letztere Gruppe merklich größer als für die *Curvati*, das ist letztere sind „mehr seitlich zusammengepreßt“.

3. Aus dem eben erwähnten Grunde ist H/B für die *Curvati* größer als für die *Recti:* 1·2, 0·8, 0·78, 0·9, 0·85, 1·0, 0·9, 1·2, 1·1,

0·94, 1·2 bei der ersten Gruppe gegen 0·67, 0·6, 0·57, 0·65, 0·73, 0·75, 0·72, 0·72 bei der zweiten Gruppe.

4. ∢ α und ∢ ϰ sind bei den *Curvati* im allgemeinen kleiner als bei den *Recti.*

Ich erwähnte dies im einzelnen, um zu zeigen, daß die vielen in den Maßtabellen zusammengefaßten Zahlen wirklich einen praktischen Wert für die auf morphologische Unterschiede begründete Systematik besitzen. Es muß aber betont werden, daß bei jeder Messung der Erhaltungszustand des Fossils genau studiert und für das Messungsresultat berücksichtigt werden muß. Wahrscheinlichkeitswerte, welche an teilweise verbrochenen Exemplaren gewonnen wurden, sind auch diesmal in Klammer gesetzt.

Tabelle I.

	Rhyncholithes Portlandicus	*Rh. cf. Portlandicus Lonnay*	*Rh. integer (Fraas)*	*Rh. niger*	*Rh. Turonicus*	*Rh. recentoïdes*	*Rh. Lochensis*
L	41	32	26	(23)	22·5	16	9
l_1	33	24	16	20	15·5	11·5	6
a	35	25	17	21	16·5	12	6
s	22	16	10	16	13	9	5·5
b_1	22	18	10	17	14	11	6·5
l_2	24	(16)	16	(13)	14	9	5
b_2	12	9	10	8	7	7	3
H	24	17	12	12·5	11	8	4
a/s	1·6	1·5	1·7	1·3	1·4	1·3	1·1
B/L	0·54	0·56	0·38	0·74	0·62	0·7	0·72
H/B	1·1	0·94	1·2	0·73	0·78	0·77	0·61
l_1/l_2	1·4	1·5	1·0	1·5	1·1	1·3	1·2
b_1/b_2	1·8	2·0	1·0	2·1	2·0	1·6	2·2
∢ α	60	65	55	65	75	85	75
∢ ϰ	95	100	105	95	115	105	120

Einzelbeschreibungen.

a) Gruppe der Curvati.

1. *Nautilus* (*Rhyncholithes integer* [*Fraas*]).

Taf. XIX, Fig. 22 *a—c.*

Württemberg. naturw. Jahreshefte XV, Taf. II, Fig. 1.

Diese Form zeigt die Merkmale der *Curvati*-Gruppe in ausgezeichneter Weise: der Schnabel ist sehr stark komprimiert, die Dorsalkante greift sehr weit zurück und ist im Profil stark gekrümmt; die Hakenkrümmung des Scheitels ist an dem Stück erodiert; sie ist bei vollkommener Erhaltung weit stärker vorzustellen.

Der Schaft ist auffallend stark, die Hafteindrücke des einteiligen Flügelfortsatzes sind sehr deutlich, sie konvergieren von der Naht zur Basis. Die eigentümlichen Ecken des Hinterrandes sind nur durch den etwa unvollständigen Erhaltungszustand bedingt; jedenfalls war der Hinterrand einfach zugestutzt und flach gerundet.

Die Basalstruktur ist scharf ausgeprägt und für die Art charakteristisch. Die Unterseite wird nämlich von einem Längswulst symmetrisch halbiert, welcher im Querschnitt zugerundet und etwas komprimiert erscheint. Im apikalen Drittel ist dieser Wulst erodiert (oder stark abgekaut), im mittleren Drittel schwillt er zu höchst an und verschwindet gegen den Hinterrand vollständig. Demnach ist die Profillinie der Unterseite stark gewellt. Ich kenne keinen *Nautilus*-Schnabel, mit welchem *Rh. integer* verwechselt werden könnte. Das deutlichste Artcharakteristikum ist die auffallende Größe des Schaftes ($b_1/b_2 = 1{\cdot}0$).

Fundort: 1 Exempl., weißer Jura γ von Hossingen, C. St.

2. *Nautilus* (*Rh. niger nov. sp.*).

Taf. XIX, Fig. 21 *a—c*.

Dieser Rhyncholith war mir deshalb von Interesse, weil er die einzige mir vorliegende Art echter *Nautilus*-Schnäbel aus dem Lias darstellt.

Die Form steht zwischen der *Curvati-* und der *Recti*-Gruppe, wäre aber eher mit ersterer zu vereinigen.

Die Kapuze besitzt deltoidischen Umriß, indem ihre Seitenkanten länger sind als die Hinterkanten; sie ist seitlich komprimiert, im Querschnitt abgeknickt, mit flachen Flanken; die Dorsalkante ist mäßig gewölbt und endigt am Scheitel in flacher Krümmung. Der Schaft ist auffallend kurz, wobei allerdings zu bemerken ist, daß der Hinterrand stark verbrochen ist; viel länger aber als die Abbildung anzeigt mag der Schaft nicht gewesen sein, wie das steile Absinken gegen hinten schließen läßt.

Die Unterseite ist breit und flach; sie wird durch einen Längswulst symmetrisch halbiert. Ob dieser Basalwulst am Scheitel oder in der Mitte am stärksten aufragte, ist nicht mehr zu erkennen, da sein Mittelstück herausgebrochen ist.

Außer diesem Schnabel sind mir noch zwei Arten echter *Nautilus*-Schnäbel aus dem Lias bekannt, und zwar:

Rh. punctatus Till, Abhandl. 1907, pag. 539 (= Cephalop.-Katal. des Brit. Museums, Fig. 78 *d—f*) und eine unbenannte, mit Gattung *Peltarion* verglichene Art, welche Eugen Deslongchamps im Bull. de la soc. Linn. 1858, pag. 151 angeführt und Taf. II, Fig. 21 abgebildet hat (vergl. Abhandl. 1907, pag. 543);

Rh. niger unterscheidet sich von *Rh. punctatus* durch die stärkere Kompression der Kapuze, den besser entwickelten Basalwulst und wohl auch durch den kürzeren Schaft;

von *Rh. sp. indef. Deslongchamps* durch seine viel kürzere und breitere Gesamtform.

Fundort: 1 Exemplar vom unteren Lias von Lyme Regis, C. Bl.

3. *Nautilus* (*Rh. Portlandicus nov. sp.*).

Textfigur 1 *a—c*.

Einer der größten bekannten *Nautilus*-Schnäbel. Kapuze stark komprimiert, schmal und im Profil gut gewölbt; Scheitel scharf, hakenförmig nach abwärts gekrümmt; Schaft sehr schmal, im Profil konkav; Basalwulst in der Mitte der Länge am höchsten anschwellend; Profil der Unterseite stark geschweift. Die Art unterscheidet sich (vergl. hierzu auch Tabelle in Abh. 1907, pag. 540):

Fig. 1.

a. *b.* *c.*

von *Rh. lineatus* und *Rh. ignotus* (Abh. 1907, pag 541) durch die schärfer ausgeprägte Dorsalkante, den viel schmäleren Schaft und die stärker skulpturierte Unterseite;

von *Rh. giganteus* (Abh. 1907, pag. 541) insbesondere durch die verschiedene Skulptur der Unterseite;

von *Rh. Suessi* (Abh. 1907, pag. 542) durch die stärker gewölbte Kapuze und den schmäleren, länglichen Schaft;

von *Rh. Hoffmanni* und *Rh. Voltzii* (Abh. 1907, pag. 542 und pag. 548) durch den schlankeren Schaft und schärferen Scheitel.

Fundort: 1 Exempl., Portlandien (?) von Fritzow, Gipsabguß, C. Bl.

4. *Nautilus* (*Rh. cf. Portlandicus nov. sp.*).

Taf. XIX, Fig. 20 *a—c*.

Die Kapuze ist stark komprimiert, die Dorsalkante sehr gut ausgeprägt, im Profil gut gekrümmt, der Scheitel hakig nach abwärts gebogen (an dem Stück stark erodiert); der Schaft ist lang und schmal (an dem Stück rückwärts zum Teil verbrochen), Profillinie des Schaftes fast geradlinig; Unterseite in gleicher Weise skulpturiert wie bei *Rh. Portlandicus.*

Der Schnabel läßt infolge seines Erhaltungszustandes den inneren Aufbau ziemlich gut erkennen: man sieht noch einige Reste der kreidigen Decksubstanz, welche zur Verfestigung von Rhyncholith und Flügelfortsatz gedient hat; ferner unterscheidet man am Schafte eine

große Anzahl kalkiger Lamellen und an der Unterseite den Rest jener harten glänzenden Außenschicht, welche die weichere Innenmasse jedes Rhyncholithen überzieht.

Von *Rh. Portlandicus* sind außer der absoluten Größe keine charakteristischen Unterschiede wahrzunehmen.

Fundort: Horizont? Launoy? C. Bl.

5. *Nautilus* (*Rh. affin. Suessi nov. sp. ind.*).

Textfigur 2.

Die Form erinnert mit dem im Profil stark konkaven Schafte am meisten an *Rh. Suessi*, jedoch scheint die Dorsalkante der Kapuze weit stärker gekrümmt zu sein wie dort; die unvollständige Erhaltung,

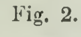
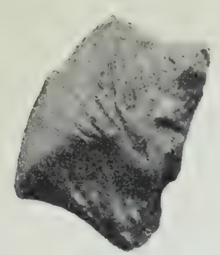


Fig. 2.



zumal da die Skulptur der Unterseite unbekannt ist, läßt eine Speziesbenenung nicht zu. Da die Außenschicht vollständig erodiert ist, sieht man den inneren Aufbau sehr deutlich.

Fundort: 1 Exempl., Ferrugineusschicht von Vögisheim, C. Fr.

b) Mischgruppe.

6. *Nautilus* (*Rh. Turonicus nov. sp.*).

Taf. XIX, Fig. 23 *a—c*.

Die Kapuze ist — in eine Ebene aufgeklappt gedacht — rhombisch, daß heißt, die Seitenkanten sind mit den Hinterkanten der Kapuze gleich lang. Im Querschnitt ist die Kapuze ein wenig komprimiert mit flachen Flanken; die somit scharf ausgeprägte Dorsalkante ist mäßig gewölbt und am Scheitel etwas hakig abgebogen.

Der Schaft ist im Profil konkav, mäßig groß und zeigt noch einen Rest der kreidigen Substanz, welche zur Verfestigung von Schnabel und Flügel diente, erhalten.

Die Unterseite ist sehr charakteristisch: sie wird von einem scharf ausgeprägten rundlichen Wulst der Länge nach geteilt, beiderseits des Baselwulstes ist sie ziemlich tief ausgehöhlt. Der Kauwulst verläuft in gleicher Stärke vom Scheitel bis zur Mitte der Unterseite, schwillt hier etwas höher und breiter an und verschwindet gegen den Hinterrand vollständig. Solcherart ist die Basalskulptur derjenigen des *Rh. integer* sehr ähnlich.

Rh. Turonicus unterscheidet sich von *Rh. integer* durch die viel geringere Kompression und den rhombischen Umriß (a/s) der Kapuze (B/L) den relativ kleineren Schaft (b_1/b_2), die geringere relative Höhe (H/B) und den größeren Scheitelwinkel (α).

von dem nächstähnlichen *Rh. Foordi* (Abh. 1907, pag. 539 = Cephalop.-Katal. des Brit. Museums, Fig. 80 *e—g*) durch die Basalskulptur;

von *Rh. rectus* (Abh. 1907, pag. 554) durch die Profilkrümmung der Dorsalkante und viel schärfere Basalskulptur;

von *Rh. simplex Fritsch* insbesondere durch die Kompression der Kapuze und den Basalwulst.

Überhaupt ist *Rh. Turonicus* durch seine gekrümmte Dorsalkante, den abwärts gebogenen Scheitel und die Andeutung einer seitlichen Kompression der Kapuze von allen übrigen Arten der *Recti*-Gruppe verschieden; von der zur *Curvati*-Gruppe gehörigen Spezies ist der vorliegende Rhyncholith durch den rhombischen Grundriß der Kapuze, die wenig zurückspringende Dorsalkante und den größeren Scheitelwinkel unterschieden. Die Art gehört zur Zwischengruppe, wohin ich unter anderem auch den Schnabel des rezenten *Nautilus pompilius* gestellt habe.

Fundort: 1 Exempl., Turon von Oppeln (Schlesien), C. Fr.

7. *Nautilus* (*Rh. recentoïdes nov. sp.*).

Taf. XIX, Fig. 24 *a—c*.

Diese kretazische Form besitzt die größte Ähnlichkeit mit dem Schnabel des rezenten *Nautilus pompilius* (vergl. Abh. 1906, Taf. IV, Fig. 1—3 und Tabelle pag. 107).

Kapuze von deltoidischem Grundriß; Dorsalkante gut ausgebildet und im Profil ziemlich stark gewölbt; Kanten der Kapuze gegen Schaft und Unterseite scharf; Scheitel gut zugespitzt.

Schaft verhältnismäßig kurz und breit. Unterseite flach ausgehöhlt, in ihrem apikalen Drittel ein kleiner flacher Kauwulst, im mittleren Drittel glatt, im letzten Drittel mit mehreren unregelmäßig verlaufenden Längsfalten.

In den Maßen stimmt, wie ein Vergleich der in den Tabellen niedergelegten Zahlenwerte lehrt, *Rh. recentoïdes* mit dem rezenten *Nautilus*-Schnabel auffallend gut überein; ebenso in der charakteristischen Skulptur der Unterseite. Formunterschiede sind die geringere Krümmung der Dorsalkante und der weit besser zugespitzte Scheitel der *Rh. recentoïdes*.

Von allen bisher bekannten Kreidearten unterscheidet er sich durch die absolute Größe, den sehr stumpfen $\sphericalangle \alpha$ und die kurze, hohe Gesamtform.

Fundort: 1 Exempl., Kreide von Maastricht, C. Bl.

8. *Nautilus* (*Rh. cf. recentoïdes nov. sp.*).

Aus demselben Fundort wie der eben beschriebene *Rh. recentoïdes* stammen noch fünf Exemplare des Berliner Museums, welche ich

nicht sicher zu identifizieren vermag, da sie stark erodiert sind. Es scheint aber, als ob sie sämtlich etwas niedriger gebaut wären. Sonst sind in Form und Skulptur der Kapuze und Unterseite keine Unterschiede nachzuweisen.

Fundort: 5 Exempl., Kreide von Maastricht, C. Bl.

c) Gruppe der Recti.

9. *Nautilus* (*Rh. Lochensis nov. sp.*)

Taf. XIX, Fig. 25 *a—c*.

Kapuze im Grundriß rhombisch, weil ihre Seitenkanten und Hinterkanten gleich lang sind; Kapuze ohne seitliche Kompression, aber mit scharf ausgeprägter Dorsalkante und flachen Flanken; im Profil schwach gekrümmt; Schaft schmal und länglich, im Profil geradlinig; Unterseite im apikalen Drittel mit scharfem schmalem Kauwulst versehen, im mittleren Drittel der Länge glatt, im hinteren Drittel ausgehöhlt und nach aufwärts gebogen. Scheitel gut zugespitzt, geradlinig auslaufend.

Dieser ausgezeichnet erhaltene Rhyncholith ist dem *Rh. bohemicus* (Abh. 1906, Taf. V, Fig. 59—61, und pag. 143) am ähnlichsten; er unterscheidet sich von dieser kretazischen Art durch den relativ kleineren Schaft, die scharf ausgeprägte Dorsalkante und den rhombischen Grundriß der Kapuze.

Alle anderen Arten der *Recti*-Gruppe sind insbesondere in der Skulptur der Unterseite sofort von *Rh. Lochensis* abtrennbar.

Fundort: 2 Exempl., weißer Jura α, Lochen, C. St.

B. Nicht-Nautilus-Schnäbel.

(Siehe Tabelle II auf pag. 584.)

I. Gattung Hadrocheilus.

1. *Hadrocheilus Fraasi nov. sp.*

Taf. XIX, Fig. 1 *a—c*.

Kapuze nach beiden Seiten flach abfallend; ohne Dorsalskulptur; Dorsalkante breit gerundet (vergl. 1907, Fig. 7, Nr. 3), der Länge nach fast geradlinig; Ausschnitt verhältnismäßig tief (vergl. *a/s*).

Schaftfurche eng muldenförmig, Schaftkanten gut abgerundet, Hinterrand verbrochen, daher ursprüngliche Form unsicher.

Unterseite stark konvex gewölbt; Basalskulptur ein breiter Wulst mit aufsitzender feiner Rippe, welch letztere nach rückwärts in eine zarte, liegende Falte übergeht.

Scheitelregion geradlinig auslaufend, sehr mäßig zugespitzt; durch Wulst und Rippchen der Unterseite ist eine „quinquecarinate“ Zeichnung angedeutet.

Gesamtform (vergl. Tabelle II) breit, kurz und hoch (Gruppe I der Tabelle Abh. 1907, pag. 670). Kapuze und Schaft annähernd gleich groß, Scheitelwinkel und Profilkrümmungswinkel mäßig groß.

Tabelle II.

	Hadrocheilus																			
	globosus	*Fraasi*	*Gapensis var. a*	*Gapensis var. b*	*cf. Gapensis*	*costatoïdes*	*cf. costatoïdes*	*punctatus*	*cf. gibberiformis*	*affin. gibberiformis*	*convexoïdes*	*Serrensis 1*	*Serrensis 11*	*Brancoi*	*cf. Brancoi*	*extensus*	*Jurensis 1*	*Jurensis 11*	*ferreus*	*incertus*
L	10·5	12	13	11	12	15	19	14·5	11	12	18	16	12	17	17	10	9·5	8	8·5	11
l_1	6·5	6·5	6	6	(5)	9	9·5	10	6	5	10	(11)	7	11·5	10	7	6	5	5	8·5
a . . .	6·5	6·5	6	6	(5)	8·5	9	9·5	6	5	10	(10)	6·5	11	10	7	5·5	5	5	9
s	(8)	10	8	8	?	10	12	12	9	7·5	12	13	8	13	12	11	6·5	5·5	6	?
b_1	(7)	9	(8)	9	(8)	10	12	12·5	9	8	12	12	8	12·5	11	11	6	5	6·5	?
l_2	6·5	8	11	8	10	10	12	8·5	7	9	11	(10)	7	11	11	5	6·5	6	5	6
b_2	6	7	9	6·5	9	8	9	8·5	6	7	10·5	8	6	11	10	6	5·5	4	4·5	5
H	5·3	6·5	6·5	6	6	8	8	8·5	5	5	9	7·5	5	9	7·5	6·5	4·5	3·5	4	5
a/s	0·8	0·65	0·75	0·75	?	0·85	0·75	0·8	0·67	0·67	0·83	0·77	0·8	0·85	0·83	0·63	0·84	0·9	0·83	?
B/L . . .	0·67	0·75	(0·62)	(0·82)	(0·67)	0·67	0·63	(0·86)	0·8	0·67	0·67	0·75	0·67	0·73	0·65	1·1	0·63	0·63	0·76	?
H/B . . .	0·76	0·72	(0·81)	0·67	(0·75)	0·8	0·67	0·68	0·56	0·62	0·75	0·63	0·62	0·72	0·68	0·6	0·75	0·7	0·61	?
l_1/l_2 . . .	1·0	0·8	0·56	0·75	(0·5)	0·9	0·8	1·2	0·86	0·56	0·9	1·1	1·0	1·0	0·9	1·4	0·9	0·83	1·0	1·4
b_1/b_2 . . .	1·2	1·3	0·9	1·4	(0·9)	1·25	1·3	1·4	1·5	1·1	1·1	1·1	1·3	1·1	1·1	1·8	1·1	1·25	1·5	?
α	75	60	70	70	(80)	60	60	65	60	60	50	55	55	50	50	70	50	50	65	50
$\varkappa$	110	110	110	110	(100)	105	115	110	120	120	115	(120)	(130)	110	115	105	115	115	120	95

Erhaltung sehr gut. Der Rhyncholith ist von der Deckschicht und Basalschicht vollständig überkleidet; auf der Unterseite sind entlang des basalen Wulstes, beiderseits der Basalfalte, sehr zarte Runzeln sichtbar. Durch seine auffallende Basalskulptur ist *H. Fraasi* von allen Arten der Gattung *Hadrocheilus* gut unterscheidbar.

Fundort: Lias von Weidach, C. St.

2. *Hadrocheilus globosus nov. sp.*

Taf. XIX, Fig. 2.

Kapuze kaum merklich komprimiert, im Querschnitt deutlich abgeknickt, Dorsalkante im Profil fast geradlinig; Schaft mit flacher, breit v-förmiger Furche und flach gerundeten Kanten; Unterseite im Profil stark konvex (beinahe höckerig), Basalskulptur eine dünne Rippe, welche vom Scheitel zum Hinterrand in ungeminderter Deutlichkeit verläuft; apikale Region der Unterseite quinquecarinat; Scheitel ein klein wenig abgebogen, wie rüsselförmig verlängert. Gesamtform: keine der drei Dimensionen überwiegt; Kapuze und Schaft sind gleich groß.

Das vorliegende Stück ist ausnehmend vollständig erhalten: man erkennt, wie die Deckschicht sich an der Naht in zwei Lappen gabelt, welche über die Kapuze hinausgreifen und, wie zweifellos ersichtlich, zur Befestigung der hornigen Flügelfortsätze dienen. Von letzteren sieht man (vergl. Ansicht von oben und von der Seite) gut erhaltene Reste des Mittelflügels und beider Seitenflügel.

H. globosus ähnelt in seinen beiden charakteristischen Merkmalen (Scheitel und Unterseite):

dem *H. costatus, oblongus* und *Oosteri* durch den rüsselförmigen Scheitel,

dem *H. Gapensis* durch die stark konvexe Profilkrümmung der Unterseite.

Die Unterscheidungsmerkmale des *H. globosus* sind:

von *H. costatus*, *oblongus* und *Oosteri* die konvexe Unterseite,

von *H. Gapensis* die Ausbildung des Scheitels und die relativ viel längere Kapuze,

von *H. Schlosseri*, welchem die zu beschreibende Art in der Gesamtform am ähnlichsten ist, durch den Scheitel und die Unterseite.

Fundort: 1 Exempl., untere Eisenammonitenschichten des unteren Jura von Breses bei Valdrôme, C. Bl.

3. *Hadrocheilus Gapensis nov. sp.*

Taf. XIX, Fig. 3 *a—c* und 4 *a—c*.

Kapuze nach beiden Seiten flach abfallend, ohne Dorsalskuptur, Dorsalkante im Querschnitt sehr flach gerundet, der Länge nach fast geradlinig.

Hinterkanten der Kapuze ganz verbrochen, daher Form des Ausschnittes unbestimmt.

Schaftfurche breit muldenförmig, nur seicht eingetieft, Schaftkanten nach innen scharf, nach außen flach gewölbt, Hinterrand gerade abgestutzt.

Unterseite im Profil stark konvex, gegen den Hinterrand steil, gegen den Scheitel flach abfallend; Basalskulptur als scharfe Rippe ohne Wulst.

Scheitel nur mäßig zugespitzt ohne quinquecarinate Zeichnung.

Gesamtform breit, kurz und hoch (Gruppe I, 1907, pag. 670); Schaft etwas größer als die Kapuze, Scheitelwinkel relativ groß.

In den relativen Maßen scheint *H. Gapensis* ebenso variabel zu sein, wie man dies bei *H. Teschenensis* beobachten kann. Die vorliegenden Exemplare stimmen in ihrer Skulptur genau und charakteristischerweise überein, aber das Größenverhältnis von Kapuze und Schaft ist nirgends das gleiche. Die beiden besterhaltenen Stücke repräsentieren zwei Varietäten: Var. *a* mit kurzer Kapuze und langem Schaft (Taf. XIX, Fig. 3*a*—*b*), Var. *b* mit viel kürzerem Schaft (Taf. XIX, Fig. 4*a*—*c*) (vergl. Tabelle); ich habe früher die Vermutung ausgesprochen, daß es sich bei diesem morphologischen Unterschied vielleicht um die Geschlechtsdifferenz handelt.

Sämtliche sechs Exemplare schlecht erhalten; ein Stück läßt die zahlreichen Lamellen der Kapuzenmasse erkennen.

H. Gapensis ist durch seine kurze und breite Kapuze im Vereine mit dem stark konvexen Basalkamme gut charakterisiert. Er besitzt mit keinem der 1907 beschriebenen Arten nennenswerte Ähnlichkeit.

Fundort: 3 Exempl., Eisenammonitenschichten des unteren Jura von Gap (Hautes-Alpes), C. Bl; 1. Exempl., Eisenammonitenschichten des unteren Jura von Draye, C. Bl; außerdem fragliche Stücke: 1 Exempl., Eisenammonitenschichten des unteren Jura von Gap, C. Bl.; 1 Exempl., Eisenammonitenschichten des unteren Jura von Chaudon, C. Bl.

4. *Hadrocheilus cf. Gapensis.*

Taf. XIX, Fig. 5*a*—*c*.

Kapuze auffallend kurz ohne eigentliche Dorsalkante, ganz flach gerundet, Ausschnitt ziemlich seicht.

Schaftfurche scharf v-förmig, Schaftkanten nicht gerundet. Unterseitenprofil sehr stark (höckerig) konvex, Basallinie als zarte Rippe, welche im hinteren Drittel in eine liegende Falte übergeht.

Scheitel stumpf, ohne quinquecarinate Skulptur, Scheitelwinkel sehr groß (fast *R*).

Gesamtform kurz, hoch und ziemlich breit, Schaft an Größe über die Kapuze sehr überwiegend.

Wenn die Kapuze als vollständig erhalten zu betrachten ist, so wäre die eigentümliche Knickung an der Naht ein auffallendes Artmerkmal, welches ich sonst nur noch an *H. cf. gibber* (siehe 1907, Taf. XII, Fig. 13*c*) beobachten konnte.

Im übrigen stimmt diese Form der Skulptur noch mit *H. Gapensis* gut überein, nur ist dort die Schaftfurche mehr muldenförmig, die Schaftkanten sind besser gerundet und die Basalkrümmung ist nicht so ausgeprägt wie bei *H. cf. Gapensis.*

Fundort: 1 Exempl., Eisenammonitenschichten des unteren Jura von La Clape, C. Bl.

5. *Hadrocheilus costatoïdes nov. sp.*

Taf. XIX, Fig. 6 *a—c*.

Kapuze seitlich zusammengepreßt, wodurch die Andeutung einer Dorsalschwiele entsteht, Dorsalkante im Längsverlauf mäßig gekrümmt (in der oberen Hälfte mehr als in der apikalen); Ausschnitt wenig eingetieft;

Schaftfurche, wie es scheint, flach und breit **v**-förmig, Schaftkanten mäßig abgerundet; Hinterrand zweispitzig.

Profil der Unterseite flach konvex; Basallinie im apikalen und mittleren Drittel als zarte Rippe, im letzten Drittel als liegende Falte entwickelt.

Scheitel mäßig spitzig, geradlinig auslaufend, unten quinquecarinat.

Schaft und Kapuze ungefähr gleich groß. In der Gesamtform keine Dimension (*L*, *B*, *H*) überwiegend. ∢ *α* ziemlich groß, ∢ *ϰ* verhältnismäßig klein.

Erhaltungszustand gut; man sieht, wie die Basalskulptur aus der harten hornig-kalkigen Überzugsschicht gebildet ist und eine aufrecht stehende („Rippe") oder überliegende Falte jener Basalschicht bildet. Gegen Licht gehalten ist die Basalrippe transparent.

H. costatoïdes unterscheidet sich von *H. costatus* (1907, pag. 574 und Taf. XII, Fig. 1 *a—c*) durch die etwas stärkere Profilkrümmung der Dorsal- und der Basallinie, durch die seitliche Kompression und die flachere Schaftfurche; vielleicht auch durch den stumpferen Scheitel und die Basalfalte.

Noch ähnlicher ist *H. cf. costatus*, da diese Art auch eine schwache Eindrückung der Flanken der Kapuze (oder mit anderen Worten, die Andeutung einer Dorsalschwiele) erkennen läßt. Es ist wohl möglich, daß *H. cf. costatus* (1907, pag. 576 und Taf. XII, Fig 2 *a—c*) mit der hiermit beschriebenen Form identisch ist. Ich habe einen eigenen Namen gegeben, weil das vorliegende Exemplar auch im geologischen Alter vom Vergleichsbeispiel verschieden ist.

Fundort: 1 Exempl., unterer Dogger (oder Lias?) von Chaudon, C. Bl.

6. *Hadrocheilus cf. costatoïdes.*

Ob das zweite Stück, welches mir aus dem untersten Dogger von Chaudon verliegt, mit der vorher beschriebenen typischen Art identisch ist, läßt sich nicht mit Bestimmtheit sagen, weil die Erhaltung dieses zweiten Exemplares von der des *H. costatoïdes* verschieden, nämlich weniger günstig ist. Es scheint, als ob *H. cf. costatoïdes* durch eine mehr flache, nicht seitlich zummengedrückte Kapuze und eine tiefer eingeschnittene Schaftfurche charakterisiert wäre.

Von dem geologisch viel jüngeren *H. Teschenensis* (1906, pag. 106 und Taf. IV, Fig. 4—7) ist die vorliegende Form nur durch die ziemlich stark konvexe Profilkrümmung der Unterseite und deren Skulptur (Mangel eines „Zahnes", andeutungsweise quinquecarinate

Scheitelregion) zu unterscheiden, von oben gesehen sind beide Arten vollkommen ähnlich.

Fundort: 1 Exempl., unterer Dogger (oder Lias?) von Chaudon, C. Bl.

7. *Hadrocheilus punctatus nov. sp.*

Taf. XIX, Fig. 7 *a—c*.

Kapuze flach nach beiden Seiten abfallend, ohne Dorsalskulptur, Dorsalkante im Querschnitt breit gerundet, der Länge nach sanft gewölbt; Ausschnitt ziemlich tief.

Schaftfurche breit muldenförmig, Schaftkanten wenig gerundet, Hinterrand gerade abgestutzt.

Unterseite mit charakteristischer Skulptur, indem die Basallinie in der Mitte zu einem spitzigen, knopfförmigen Höcker verdickt ist; dieser Basalhöcker fällt nach vorn und rückwärts gleichmäßig ab.

Apikalregion andeutungsweise quinquecarinat, Scheitel nur wenig zugespitzt, geradlinig auslaufend.

Gesamtform breit, kurz und hoch; Kapuze merklich größer als der Schaft.

Erhaltung sehr gut. Die Deckschicht ist am Schafte nur noch teilweise erhalten, so daß die innere Lamellenstruktur sichtbar ist. Man sieht, wie die harte Deckschicht von der Kapuze auf die in Resten noch erhaltenen Flügelfortsätze übergreift und so offenbar der stärkeren Verfestigung zwischen Rhyncholith und Flügelfortsätzen diente.

Charakteristisch für die Art sind die breite, dachförmige Kapuze und die Skulptur der Unterseite.

Fundort: 1 Exempl., Neokom von Cheilare, C. Bl.

8. *Hadrocheilus cf. gibberiformis.*

Taf. XIX, Fig. 8 *a—c*.

Die Kapuze besitzt eine schwach entwickelte Dorsalschwiele, welche im Längsverlauf deutlich gekrümmt ist; der Ausschnitt scheint ziemlich tief zu sein.

Schaftfurche sehr flach muldenförmig, Schaftkanten ziemlich scharf, Hinterrand gerade abgestutzt.

Unterseite mit sehr scharf ausgeprägtem Basalhöcker und zarter Basalrippe; Scheitelregion sehr deutlich quinquecarinat. Mäßige Spitze.

Von *H. gibber* unterschieden durch die Dorsalschwiele,

von *H. gibberiformis* möglicherweise durch die flach gerundete Schaftfurche und den besser zugespitzten Scheitel unterscheidbar.

Fundort: 1 Exempl., unterer Jura, Eisenammonitenschichten von La Clape, C. Bl.; 1 Exempl., unterer Jura, Eisenammonitenschichten von Chaudon, C. Bl.

9. *Hadrocheilus affin. gibberiformis.*

Taf. XIX, Fig. 9 *a—c.*

Ein Exemplar unterscheidet sich durch die sehr geringe Auftreibung des Basalhöckers und den stumpfen Scheitel von den beiden eben genannten Stücken.

Fundort: unterer Jura, Eisenammonitenschichten von La Clape, C. Bl.

10. *Hadrocheilus convexoïdes nov. sp.*

Taf. XIX, Fig. 10 *a—c.*

Kapuze beiderseits steil abfallend, keine Kompression, keine Dorsalskulptur, Dorsalkante im Querschnitt ziemlich scharf abgeknickt, der Länge nach fast geradlinig; Ausschnitt seicht.

Schaftfurche breit, aber deutlich **v**-förmig, Schaftkanten fast gar nicht zugerundet.

Unterseite im Profil leicht konvex; Basallinie als Rippe, welche vom Scheitel zum Hinterrand gleichmäßig entwickelt ist.

Scheitel stumpf, geradlinig auslaufend, unten nicht quinquecarinat. Der Erhaltungszustand des einzigen Exemplares ist ziemlich gut; es sind noch Reste der harten Deckschicht der Kapuze und die innersten Teile der hornigen Seitenflügel erhalten. Der Schaft zeigt die für *Hadrocheilus* charakteristische Lamellenstruktur sehr deutlich.

Während die Skulpturmerkmale vollkommen mit *H. convexus* (1907, pag. 576 und Taf. XII, Fig. 11 *a—c*) übereinstimmen, bestehen in den relativen Dimensionen Unterschiede: *H. convexoïdes* besitzt einen tieferen Ausschnitt, die Breite ist größer, die Dicke (Höhe) viel geringer als bei der im Vorjahre beschriebenen Art. Von dem nächstähnlichen *H. Valanginiensis* ist die neue Art durch den Mangel einer seitlichen Kompression und die konvexe Unterseite unterschieden.

Fundort: 1 Exempl., Horizont? Blieux bei Castellane, C. Bl.

11. *Hadrocheilus Serrensis nov. sp.*

Taf. XIX, Fig. 11 *a—c* und 12 *a—c.*

Kapuze ein wenig seitlich zusammengepreßt, ohne Dorsalskulptur, Dorsalkante im Querschnitt gut gerundet, in der Längsrichtung stark gekrümmt; Ausschnitt mäßig tief.

Schaftfurche breit **v**-förmig, Schaftkanten ziemlich scharf, Hinterrand gerade abgestutzt; Unterseite im Profil leicht geschweift (im ersten und letzten Drittel konkav, in der Mitte konvex), Basallinie als zarte Rippe entwickelt.

Scheitel deutlich quinquecarinat, beim kleinen Exemplar geradlinig auslaufend, beim größeren deutlich abwärts gebogen; Scheitelwinkel ziemlich spitz.

In der Gesamtform überwiegt keine der drei Dimensionen (Gruppe V, 1907, Tabelle pag. 670); Schaft und Kapuze sind an Größe ziemlich gleich.

Der Erhaltungszustand beider Stücke ist ein vorzüglicher. An dem größeren Stücke ist noch ein großer Teil der harten glänzenden Deckschicht, welche bei *Hadrocheilus* von der Kapuze auf die hornigen Flügelfortsätze übergreift, zu sehen. Man erkennt trotz dieser Überkleidung die Form der in zwei spitzige Zipfel endigenden Kapuze. Die Deckschicht selbst tritt an der Naht in zwei Hälften auseinander, wie dies am *H. Schlosseri* und *H. Kiliani* (1907, Taf. XII, Fig. 4*a* und 26*a*) deutlich zu sehen ist. An dem kleineren Exemplar des *H. Serrensis* tritt das wesentliche Unterscheidungsmerkmal aller Nicht-*Nautilus*-Schnäbel zu den echten *Nautilus*-Rhyncholithen so scharf hervor, wie ich es sonst nirgends noch beobachten konnte, nämlich die Abtrennung des hornigen Flügels in drei Segmente, einen Mittel- und zwei Seitenflügel. Sehr deutlich ist an beiden *Serrensis*-Exemplaren auch die hornige Substanz dieser drei Flügel verdoppelt (umgefaltet) zu sehen.

Am ähnlichsten sind dieser Art *H. Schlosseri* und *H. hamatus;* von ersterem ist *H. Serrensis* durch die starke Längskrümmung der Kapuze und das geschweifte Profil der Unterseite, von letzterem durch die Dorsalschwiele und schwächere Hakenkrümmung des Scheitels, von beiden Vergleichsfossilien durch seine größere relative Breite (H/B 0·62 statt 0·7) und außerdem im geologischen Alter verschieden.

Fundort: 2 Exempl., unterer Jura, Eisenammonitenschichten von Mt. Clus bei Serre (Hautes-Alpes), C. Bl.

12. *Hadrocheilus Brancoi nov. sp.*

Taf. XIX, Fig. 13*a—c*.

Die Flanken der Kapuze sind schwach, aber immerhin deutlich eingedrückt, die Dorsalkante ist im Querschnitt breit gerundet und verläuft im Profil von der Naht ab schwach konkav, dann stark konvex und ist im apikalen Drittel abgeknickt; auch ist eine schwache Dorsalfurche vorhanden. Der Ausschnitt ist mäßig tief.

Schaftfurche nur wenig eingetieft, sehr flach und breit; Schaftkanten nach innen flach, nach außen steil abfallend, wenig zugerundet.

Unterseitenprofil in den beiden ersten Dritteln konkav, im hinteren Drittel konvex; Basallinie zarte Rippe, welche nach hinten in eine liegende Falte übergeht.

Apikalregion andeutungsweise quinquecarinat; Scheitel ziemlich stumpf, fast ganz geradlinig auslaufend.

Erhaltungszustand ausgezeichnet. Man beobachtet die Deckschicht der Kapuze, die Lamellenschicht des Schaftes, die harte glänzende Basalschicht, die Insertion beider zum Teil erhaltenen Seitenflügel und einen kleinen Rest des Mittelflügels.

H. Brancoi unterscheidet sich von dem nächstähnlichen *H. Valanginiensis* durch seine kürzere und dickere Gesamtform (vergl. H/B und B/L), die relativ längere Dorsallinie (vergl. l_1/l_2), die stärkere Schweifung des Profils der Unterseite und wohl auch durch den deutlicher abgeknickten Scheitelteil.

Fundort: 1 Exempl., Horizont? Blieux bei Castellane, C. Bl.

13. *Hadrocheilus cf. Brancoi.*

Taf. XIX, Fig. 14*a—c*.

Ein nur mäßig gut erhaltenes Stück desselben Fundortes wie die typische Art *H. Brancoi* hat manche Züge mit dieser gemeinsam; insbesondere ist die Kapuze da wie dort seitlich leicht zusammengedrückt, die Dorsalkante im apikalen Drittel stumpf abgeknickt und eine Dorsalfurche vorhanden.

H. cf. Brancoi unterscheidet sich von der vorher beschriebenen Art durch die konvexe Krümmung des Unterseitenprofils und die geringere relative Höhe; wobei allerdings beachtet werden muß, daß das vorliegende Stück an der Naht stark erodiert ist.

Fundort: 1 Exempl., Horizont? Blieux bei Castellane, C. Bl.

14. *Hadrocheilus extensus nov. sp.*

Taf. XIX, Fig. 15*a—c*.

Kapuze ganz flach gerundet, ohne Dorsalskulptur, Dorsalkante nur angedeutet, gegen die Naht zu vollständig verschwindend, der Länge nach ganz schwach gekrümmt, Seitenkanten der Kapuze stark konvex; Ausschnitt sehr tief.

Schaftfurche tief eingesenkt, Schaftkanten, wie es scheint, ohne Rundung; Hinterrand konvex gewölbt.

Unterseitenprofil im apikalen Drittel geradlinig, im zweiten und hinteren Drittel konvex; Basallinie als scharf vorspringende Leiste, Scheitel geradlinig auslaufend, keine Spur einer quinquecarinaten Zeichnung, Scheitelwinkel sehr stumpf.

Gesamtform breit, kurz, niedrig (Gruppe II, 1907, Tabelle auf pag. 670), Erhaltung vortrefflich; der Schnabel ist vollständig mit Deckschicht und Basalschicht überzogen, nirgends kommt die weichere lamellöse Innenmasse zum Vorschein. Auf der Unterseite zeigt die Basalschicht außer der mittleren Auffaltung noch einige kleine Runzeln unregelmäßig verteilt.

Durch die bei *Hadrocheilus* sonst unbekannten Maßverhältnisse der Kapuze ($s > L$) unterscheidet sich *H. extensus* von allen übrigen Arten dieser Gattung. Die tief eingeschnittene Schaftfurche (Sillon) und die Skulptur der Unterseite sind aber für *Hadrocheilus* so charakteristisch, daß ich ihn hier eingereiht habe.

Fundort: 1 Exempl. von Venarey (Côte d'or), C. Bl.

15. *Hadrocheilus Jurensis nov. sp.*

Taf. XIX, Fig. 16 *a—c* und 17 *a—c*.

Kapuze seitlich zusammengedrückt, schwache Andeutung einer Dorsalschwiele, Profil der Dorsallinie gut gekrümmt; Tiefe des Ausschnittes sehr gering (vergl. a/s); Schaftfurche tief v-förmig, Schaftkanten scharf.

Unterseite im Profil leicht gewellt; Basallinie als dünne Rippe entwickelt, welche zum Teil in eine ganz zarte, liegende Falte übergeht; sie ist gleichmäßig deutlich vom Scheitel bis zum Hinterrand.

Scheitel andeutungsweise quinquecarinat und nur ein wenig abwärts gebogen; mäßig spitzig.

Nach der Gesamtform gehört *H. Jurensis* in Gruppe IV (1907, pag. 670) der Gattung *Hadrocheilus;* Schaft und Kapuze sind annähernd gleich groß; Scheitelwinkel und Profilkrümmungswinkel sind ziemlich klein; ob die geringe absolute Größe für Rhyncholithen erwachsener Tiere bezeichnend ist, bleibt dahingestellt, da mir nur zwei ungefähr gleich große Stücke vorliegen.

Die neue Art ist dem *H. Theodosiae* (1907, pag. 586 und Taf. XII, Fig. 8 *a—c*) am ähnlichsten, unterscheidet sich aber von diesem durch die Andeutung eines Dorsalwulstes, die **v**-Form des Sillons und den besser zugespitzten Scheitel.

Fundort: 2 Exempl., unterer Jura, Eisenammonitenschichten von La Clape und Chaudon, C. Bl.

16. *Hadrocheilus ferreus nov. sp.*

Taf. XIX, Fig. 18 *a—c*.

Kapuze ohne Kompression mit deutlicher Dorsalkante und flachen Flanken; Dorsallinie im Profil geradlinig, nur apikal ganz wenig abwärts gekrümmt; Ausschnitt verhältnismäßig tief.

Schaftfurche sehr wenig eingetieft, flach ⌣-förmig; Schaftkanten im rechten Winkel aneinander grenzend, ziemlich scharf.

Unterseite ganz leicht gewellt; Basallinie als zarte Rippe gleichmäßig deutlich vom Scheitel bis zum Hinterrand entwickelt.

Scheitelregion andeutungsweise quinquecarinat, Spitze stark und mäßig scharf. Nach der Gesamtform zu Gruppe IV der *Hadrocheilus* (1907, pag. 670) gehörig und insofern und auch in der Skulptur der Unterseite ähnlich mit *H. Jurensis*, von welchem sich *H. ferreus* durch die Form der Kapuze und Schaftfurche sehr gut unterscheidet.

Fundort: 3 Exempl., unterer Jura, Eisenammonitenschichten von La Clape und Chaudon, C. Bl.

17. *Hadrocheilus* (?) *incertus nov. sp.*

Taf. XIX, Fig. 19 *a—c*.

Kapuze länglich, deutliche Dorsalschwiele, im Profil stark gekrümmt, flache Flanken.

Schaft schmal, Schaftfurche nach Art der *Hadrocheilus* flach **v**-förmig. Profil der Unterseite gewellt; vorn konkav, hinten konvex. Basalskulptur flacher Wulst mit sehr zarter Rippe, welche stellenweise in eine dünne Falte übergeht.

Scheitel fast hakig gekrümmt, dünn, doch fest und nicht nadelförmig zugespizt. In dem vorliegenden Stücke kommen Artmerkmale der *Proceri*-Gruppe von *Hadrocheilus* und von *Akidocheilus* gemischt vor. Eine Gattungseinteilung ist deshalb nicht sicher zu machen, weil weil weder die Lappen (respektive Zipfel) der Kapuze noch Reste der hornigen Flügel erhalten sind.

Von *Hadrocheilus* kommt *H. procerus*, von *Akidocheilus A. ferrugineus* dieser Form am nächsten.

Fundort: 1 Exempl., Lias oder Oolith von Chaudon, C. Bl.

18. *Hadrocheilus sp. ind.*

Ein Rhyncholith, welcher in eine Hornsteinkalkbreccie eingebettet und nur mit der Oberseite sichtbar ist, zeigt einen langen Schaft mit tief muldenförmigem Sillon nach Art der *Hadrocheilus.* Dagegen spräche die Kapuze mit ihren langen Lappen mehr für *Akidocheilus.*

Mit *Rh. Brunneri Oost.*, als welcher das Fossil etikettiert ist, besteht gar keine Ähnlichkeit; denn ein *Gonatocheilus* besitzt stets eine wesentlich anders geformte Schaftfurche und einen Schaft, welcher mindestens gleich breit als lang ist.

Auf dem Gesteinsstück gewahrt man neben dem Rhyncholithen noch Trümmer von Belemniten.

Fundort: 1 Exempl., Oxfordien von Schwarzsee, C. Fr.

Außer diesen eigens beschriebenen Arten und Formen liegen mir diesmal noch vor:

Hadrocheilus Teschenensis.

(1906, pag. 106, Taf. IV, Fig. 4—7 und 1907, pag. 569.)

2 Exempl., Neokom von Koniakau, C. Bl.

Hadrocheilus gibber.

(1907, pag. 590 und Taf. XII, Fig. 14.)

3 Exempl., Neokom von Cheilare, C. Bl.
3 Exempl., unteres Valanginien von Chichilianne, C. Fr.

Hadrocheilus (?) procerus.

(1907, pag. 606 und Taf. XII, Fig. 21.)

1 Exempl., unterer Jura, Eisenammonitenschichten von La Clape, C. Bl.

II. Gattung Leptocheilus.

(Siehe Tabelle III auf pag. 594.)

1. *Leptocheilus Cheilarensis nov. sp.*

Taf. XX, Fig. 1 *a—c.*

Der Schnabel ist im Verhältnis zu seiner Größe sehr dünn. Die Seitenkanten der Kapuze sind in der hinteren Hälfte konvex, in der apikalen Hälfte konkav. Dorsalrippe verläuft von der Naht zum Scheitel in gleichbleibender Höhe, sie ist an beiden Enden scharf, in der Mitte verbreitert. Die Zipfel der Kapuze sind relativ kurz, sie reichen nicht bis zum Hinterrand des Rhyncholithen. Profil der Unterseite ziemlich stark konkav.

In den Maßverhältnissen überall Mittelwerte (für *Leptocheilus*); *L. Cheilarensis* unterscheidet sich vom nächstähnlichen *L. tenuis* (1907, pag. 624 und Taf. XIII, Fig. 1 *a—c*) und *L. Geyeri* (1907, pag. 617 und Taf. XIII, Fig. 29) durch den geschweiften Verlauf der Seitenkanten der Kapuze und wohl auch durch die bedeutendere absolute Größe von *L. cf. tenuis* (1907, pag. 625) durch die Form der Dorsalrippe.

Fundort: 1 Exempl., Neokom von Cheilare, C. Bl.

Tabelle III.

	Leptocheilus				
	Cheilarensis	*Clapensis*	*Chaudonensis I* (Chaudon)	*Chaudonensis II* (Draye)	*Chaudonensis III* (La Clape)
L	17	13	17	13	15
l_1	12·5	9	12	9	11·5
a	12	9	12	9	11·5
s	(15)	12	(14)	(11)	(13)
b_1	(14)	11	(13)	(10)	(12)
l_2	6·5	4·5	7	4·5	5
b_2	5·5	4	5	4	4·5
H	5	3·5	5·5	3·5	4
a/s	(0·8)	0·75	(0·8)	(0·8)	(0·8)
B/L	(0·82)	0·84	(0·76)	(0·7)	(0·8)
H/B	(0·35)	0·32	(0·42)	(0·35)	(0·33)
l_1/l_2	2·0	2·0	1·7	2·0	2·7
$b_1 b_2$	(2·8)	2·8	(2·6)	(2.5)	(2·7)
α	55	55	50	50	50
$\varkappa$	125	125	120	120	120

	Akidocheilus								
	Provinciae	*novus*	*novosimilis*	*afractus I*	*afractus II*	*afractus III*	*ferrugineus* (Gap)	*furcatus*	*cf. furcatus*
L	11·5	9	9·5	10	8·5	5·5	14·5	15	15
l_1	9	7	7·5	8	6	4	9	12	12
a	9	7	7·5	8	6	4	9	12	12
s	?	?	9	11	10	6·5	(10)	?	?
b_1	?	?	6·5	(11)	(9)	6	(10)	?	?
l_2	5	3·5	4	5	4	2	8	6·5	6·5
b_2	6·5	4	5	6	5	3	6	7	7
H	5	3	3·5	5	4·5	2	5	6	6
a/s	?	?	0·83	0·7	0·6	0·6	1·0	?	?
B/L	?	?	0·68	1·4	1·5	1·5	(0·6)	?	?
H/B	?	?	0·37	0·45	0·5	0·33	(0·5)	?	?
l_1/l_2	1·8	2·0	1·8	1·6	1·5	2·0	1·1	1·8	2·0
$b_1 b_2$	?	2	1·9	1·8	1·8	2·0	1·6	?	?
α	75	50	50	60	55	55	45	60	65
$\varkappa$	110	120	120	100	100	110	125	105	100

	Gonatocheilus					
	intermedius	*cf. intermedius*	*duplofractus*	*cf. duplofractus*	*planoïdes*	*oolithicus*
L	9	10	15	10	9·5	13
l_1	6	7	12	7	7	10
a	6	7	12	7	7	9·5
s	8·5	9·5	15	11	10	?
b_1	9	10	16	12	10	?
l_2	5	5	6	4	4·5	8
b_2	6	6	7	6	5	9
H	3·7	4	6	5	4	6·5
a/s	0·7	0·73	0·8	0·64	0·7	?
B/L	1·0	1·0	1·1	1·2	1·1	?
H/B	0·44	0·4	0·37	0·42	0·4	?
l_1/l_2	1·2	1·4	2·0	1·8	1·6	1·2
$b_1 b_2$	1·5	1·7	2·3	2·0	2·0	?
α	80	80	70	85	65	85
$\varkappa$	115	115	120	120	135	90

	Procerocheilus				
	proceroïdes I	*proceroïdes II*	*hastatus*	*cf. hastatus*	*concavus*
L	15	12·5	14	12	12
l_1	10	9	8	9	7·5
a	10	9	8	9	7·5
s	11	10	10	10	8·5
b_1	9	7	9	9	7
l_2	7	5·5	9	6	6·5
b_2	6	4·5	6·5	5	4·5
H	4·5	4	5	5	4·5
a/s	0·9	0·9	0·8	0·9	0·88
B/L	0·6	0·56	0·64	0·75	0·58
H/B	0·5	0·6	0·56	0·56	0·64
l_1/l_2	1·4	1·6	0·9	1·5	1·2
$b_1 b_2$	1·5	1·5	1·3	1·8	1·6
α	40	40	60	55	50
$\varkappa$	135	135	125	120	125

2. *Leptocheilus Clapensis nov. sp.*

Taf. XX, Fig. 1 *a—c.*

Seitenkanten der Kapuze leicht geschweift, Dorsalrippe gleich hoch und fast gleichmäßig breit von der Naht zum Hinterrand verlaufend, Zipfel der Kapuze über den Hinterrand des Schnabels hinausreichend, Unterseite konkav, Basalleiste mäßig stark, Scheitelwinkel relativ groß.

Mit der Beschreibung sind die Unterschiede von *L. tenuis* und den anderen weniger ähnlichen *Leptocheilus* gegeben.

Fundort: 2 Exempl., unterer Jura, Eisenammonitenschichten von La Clape, C. Bl.; 1 Exempl., unterer Jura, Eisenammonitenschichten von Chaudon, C. Bl.

3. *Leptocheilus Chaudonensis nov. sp.*

Taf. XX, Fig. 3 *a—c.*

Seitenkanten der Kapuze geradlinig; Dorsalrippe sehr stark, gleichmäßig hoch, in der Mitte der Länge etwas verbreitert; Zipfel der Kapuze kurz.

Unterseite flach konkav; Basalleiste sehr breit (fast breiter als hoch), durch eine aufgesetzte sehr zarte Rippe der Länge nach halbiert.

Erhaltung gut, aber abgebrochene Spitze.

Das unterscheidende Artmerkmal liegt in der beschriebenen Skulptur der Unterseite.

Fundort: 1 Exempl., unterer Jura, Eisenammonitenschichten von Chaudon, C. Bl.

Außer diesen drei gut charakterisierten Arten liegen mir vor:

4 schlecht erhaltene Exempl., vermutlich *L. Clapensis* aus dem unteren Jura von Draye, C. Bl.; 3 schlecht erhaltene Exempl., vermutlich *L. Clapensis* aus dem unteren Jura von La Clape, C. Bl.; 2 schlecht erhaltene Exempl., vermutlich *L. Clapensis* aus dem unteren Jura von Chaudon, C. Bl.

III. Gattung Akidocheilus.

1. *Akidocheilus Provinciae nov. sp.*

Taf. XX, Fig. 5 *a—c.*

Kapuze im Querschnitt flach gerundet, im Profil stark gebogen, ohne Kompression und ohne deutliche Dorsalkante. Seitenkanten der Kapuze schwach konkav, Schaftfurche angedeutet.

Unterseite beiderseits der Basallinie nur schwach ausgebildet; Basallinie als zarte Rippe, welche sich apikal zuschärft und nach hinten verflacht, die Unterseite symmetrisch teilend.

Scheitel mit nadelförmig dünner, abwärts gebogener Spitze. Scheitelwinkel auffallend groß. Dieses Merkmal ist das charakteristische

der Art und deutet auf eine Annäherung zur Gattung *Gonatocheilus*, wovon aber die scharfe Spitze und die Schaftfurche gut unterscheiden.

Von *A. levigatus* und *regularis* ist diese neue Art durch die flachgewölbte Kapuze, von *A. irregularis* durch die nadelförmige Spitze, von *A. Chomeracensis* und *Tauricus* durch die dünne Basalrippe, von dem nächstähnlichen *A. Provincialis* (1907, pag. 639 und Taf. XIII, Fig. 25 *a—c*) durch den spitzigen, unten deutlich abwärts gebogenen Scheitel und den Mangel einer Querschnittsknickung der Kapuze abtrennbar.

Fundort: 1 Exempl., Neokom von Cheilare, C. Bl.

2. *Akidocheilus novus nov. sp.*

Taf. XX, Fig. 6 *a—c*.

Kapuze im Querschnitt geknickt (Andeutung einer Dorsalkante), der Länge nach sanft gebogen; Dorsalfurche als ganz zarte Längslinie angedeutet; Seitenkanten der Kapuze konkav; Hinterkanten verbrochen, daher Form und Tiefe des Ausschnittes unbekannt.

Schaftfurche leicht eingetieft; Umriß des Schaftes gleichseitiges Dreieck.

Unterseite leicht geschweift, beiderseits der Basallinie leicht ausgehöhlte Basalrippe, vom Scheitel zum Hinterrand gleichmäßig entwickelt; Scheitel beinahe rüsselförmig ausgedünnt; $\sphericalangle \alpha$ klein.

In der Form des Scheitels liegt hier ebenso wie bei *A. intermedius* das charakteristische Artmerkmal.

Fundort; 1 Exempl., Neokom von Cheilare, C. Bl.

3. *Akidocheilus novosimilis nov. sp.*

Taf. XX, Fig. 7 *a—c*.

Kapuze im Querschnitt geknickt, daher deutliche Dorsalkante, kleine, sehr zarte Dorsalfurche; Seitenkanten der Kapuze geradlinig, nur im apikalen Viertel schwach konkav; die Zipfel der Kapuze reichen nicht ganz bis zum Hinterrand des Schnabels, der Ausschnitt (échancrure) war daher verhältnismäßig seicht.

Schaftfurche kaum merklich eingetieft.

Unterseite im Profil fast geradlinig; in der apikalen Hälfte beiderseits der Basallinie ausgebildet; Basalskulptur ein dachförmig zugeschärfter Wulst, welcher im letzten Drittel der Länge verschwindet, so daß der Schaftteil der Unterseite vollständig glatt erscheint.

Scheitel wie ausgedünnt, $\sphericalangle \alpha$ klein.

Diese gut charakterisierte *Akidocheilus*-Art ist dem eben beschriebenen *A. novus* am ähnlichsten (Dorsalfurche, $\sphericalangle \alpha$), unterscheidet sich aber von diesem durch die schärfer ausgeprägte Dorsalkante, die geradlinigen Seitenkanten der Kapuze und die Skulptur der Unterseite.

Fundort: 1 Exempl., Aptien der Ardêche, C. Bl.

4. *Akidocheilus afractus nov. sp.*

Taf. XX, Fig. 8 *a—c.*

Kapuze etwas komprimiert, deutliche, gerundete Dorsalkante; Unterseite längs des Basalkammes beiderseits ein wenig ausgehöhlt. Basallinie leicht gewellt, nur im apikalen und mittleren Drittel stärker ausgeprägt, im hinteren Drittel verschwindend. Scheitel verhältnismäßig stumpf. Ausschnitt der Kapuze sehr tief. An einem Stücke sind noch Reste des dünnhäutigen Mittelflügels vorhanden.

Das Artcharakteristikum ist der starke, stumpfe Scheitel und die weit zurückgreifenden Lappen der Kapuze. In beiden Merkmalen zeigt sich eine Annäherung an Gattung *Gonatocheilus*; hiervon ist aber die beschriebene Art durch den Mangel einer Profilknickung (daher der Name) und die Basalskulptur gut unterschieden.

Fundort: 8 (hiervon 3 fraglich) Exempl., unterer Jura, Eisenammonitenschichten von Lioux, C. Bl.

5. *Akidocheilus ferrugineus nov. sp.*

Taf. XX, Fig. 9 *a—c* und 10 *a—c.*

Kapuze schmal länglich, im Querschnitt deutlich abgeknickt (Andeutung einer Dorsalschwiele), flache Flanken; die beiden Lappen der Kapuze berühren sich längs der Mitte des Schaftes; tiefer Ausschnitt; im Profil ist die Kapuze ziemlich stark gebogen.

Schaftfurche deutlich ◡-förmig.

Unterseiteprofil in der vorderen Hälfte konkav, in der hinteren Hälfte geradlinig, Basalskulptur ein sehr flacher Wulst und darauf eine dünne Rippe, welche stellenweise in eine sehr zarte liegende Falte übergeht.

Der Scheitel scheint nadelförmig dünn und ziemlich stark abwärts gekrümmt gewesen zu sein. Die Spitze ist überall abgebrochen.

Die größte Ähnlichkeit besteht mit *A. transiens*, jedoch ist die neue Art mehr länglich (vergl. B/L) und besitzt einen viel kleineren Scheitelwinkel.

Fundort: 5 Exempl. (davon 2 fraglich), unterer Jura, Eisenammonitenschichten von Gap, C. Bl.; 4 Exempl. (davon 2 fraglich), unterer Jura, Eisenammonitenschichten von Draye, C. Bl.

6. *Akidocheilus furcatus nov. sp.*

Taf. XX, Fig. 11 *a—c.*

Kapuze im Querschnitt vorn flach gerundet, in der Nähe der Naht deutlich geknickt, der Länge nach sanft gebogen.

Schaftfurche flach v-förmig, sehr deutlich (daher der Name).

Unterseite im Profil geschweift nach dem Typus der *Duplofracti* (1907, pag. 649, Textfig. 6 *B*), beiderseits der Basallinie fast gar nicht ausgehöhlt. Basallinie vorn als scharfe dünne Rippe, rückwärts als liegende Falte entwickelt.

Scheitel ziemlich spitzig, ∢ α mittelgroß, Profilknickungswinkel relativ klein. Diese Art unterscheidet sich von der eben beschriebenen durch den kleineren Scheitelwinkel, die weniger scharfe Spitze, die deutlichere Dorsalknickung und die noch schwächer ausgehöhlte Unterseite;

von *A. levigatus* und *regularis* durch den Mangel einer seitlichen Kompression der Kapuze und die Skulptur der Unterseite;

von allen anderen *Akidocheilus* sind die Unterschiede sofort kenntlich.

Fundort: 2 Exempl., unterer Jura, Eisenammonitenschichten von Chaudon; 2 Exempl., unterer Jura, Eisenammonitenschichten von La Clape.

7. *Akidocheilus cf. furcatus.*

Taf. XX, Fig. 12 *a—c.*

Ein Exemplar der gleichen Fundschicht stimmt mit den übrigen vieren vollständig überein, nur verläuft die Basalrippe gegen rückwärts unsymmetrisch teilend nach links. Gleichzeitig ist der die Rippe unterlagernde Wulst breiter als bei der typischen Art.

Wahrscheinlich handelt es sich hierbei um eine pathologische Abnormität. In 1907 (pag. 634) habe ich einen *Akidocheilus* mit unregelmäßig verlaufender Basalrippe als eigene Art (*A. irregularis*) abgetrennt, weil dort noch ein zweites sicher morphologisch unterscheidendes Merkmal in dem flach zugeschärften Scheitel von der nächstähnlichen Art *A. regularis* unterschied.

Fundort: 1 Exempl., unterer Jura, Eisenammonitenschichten von La Clape, C. Bl.

Außer diesen neuen Formen liegen mir vor:

Akidocheilus levigatus.

(1907, pag. 632 und Taf. XIII, Fig. 13 *a—c.*)

Taf. XX, Fig. 4 *a—c.*

66 Exempl., unterer Jura, Eisenammonitenschichten von Lioux; 1 Exempl., unterer Dogger oder Lias von Chaudon.

Akidocheilus regularis.

(1907, pag. 633 und Taf. XIII, Fig. 15 *a—c.*)

Hierzu muß bemerkt werden, daß einzelne Stücke der diesmal vorliegenden Formen durch ihren etwas seitlich komprimierten Querschnitt und die ziemlich scharfe Basalrippe eine so nahe Annäherung an *A. levigatus* zeigen, daß eine Speziesunterscheidung nicht möglich wäre, einige Stücke aber gleichen vollkommen dem im Vorjahre beschriebenen *A. regularis.*

Fundort: 12 Exempl., Neokom von Cheilare, C. Bl., und 3 *Akidocheilus sp. ind.*

IV. Gattung Gonatocheilus.

1. *Gonatocheilus intermedius nov. sp.*

Taf. XX, Fig. 13 *a—c.*

Diese Art leitet von *A. Provinciae* zur Gattung *Gonatocheilus* hinüber (daher der Name); denn der Scheitel ist zwar gut zugespitzt, aber nicht nadelförmig dünn (Charakter für *Akidocheilus*) und das Profil der Unterseite weist eine schwache, aber immerhin deutliche Biegung nach Art der *Duplofracti* (G. *Gonatocheilus*) auf. Außerdem ist bei *G. intermedius* auch die Schaftfurche kaum wahrnehmbar und die Kapuze noch flacher als bei *A. Provinciae.* Die Seitenkanten der Kapuze sind ziemlich stark konkav. Der Scheitelwinkel ist groß.

Die noch vorhandenen Reste des Mittelflügels lassen erkennen, daß die hornigen Flügelfortsätze sehr zarte Häutchen waren, wie es den Gattungen *Akidocheilus* und *Gonatocheilus* im Gegensatze zu *Hadrocheilus* entspricht.

Die Art unterscheidet sich von allen übrigen Akidocheilen durch den sehr stumpfen Scheitelwinkel von 80° und durch die erwähnten *Gonatocheilus*-Merkmale.

Unter den *Gonatocheilus*-Arten ist *G. planus* nicht unähnlich wegen des sehr zarten Basalhöckers, aber gerade diese Art hat einen viel kleineren Scheitelwinkel als *G. intermedius.*

Fundort: 1 Exempl., Neokom von Cheilare, C. Bl.

2. *Gonatocheilus cf. intermedius.*

Taf. XX, Fig. 14 *a—c.*

Diese Abart unterscheidet sich von dem beschriebenen *G. intermedius* durch die Querschnittsknickung der Kapuze; es ist hier eine deutliche Dorsalkante vorhanden. Die Spitze des Scheitels läuft (ebenso wie bei der typischen Art, im Gegensatz zu *Akidocheilus Provinciae*) geradlinig aus.

Das *cf.* scheint außer durch den Formunterschied auch durch das von *G. intermedius* verschiedene geologische Alter begründet zu sein.

Fundort: 2 Exempl., unterer Jura, Eisenammonitenschichten von Chaudon, C. Bl.

3. *Gonatocheilus duplofractus nov sp.*

Taf. XX, Fig. 15 *a—c.*

Diese Art besitzt die größte Ähnlichkeit mit *Gonatocheilus intermedius* und *cf. intermedius*; nur ist die Querschnittsknickung hier vollkommen deutlich ausgeprägt und die Skulptur der Unterseite weist am Scheitel einen scharfen, länglichen Knoten auf, wie er etwa einer Übergangsform zwischen *Gonatocheilus cordiformis* (1906, pag. 142 und Taf. V, Fig. 58) und *G. intermedius* entspricht. Die Basallinie ist in

ihrer hinteren Hälfte als zarte Falte (respektive Furche) entwickelt, wie bei *G. cordiformis.* Bezüglich der Gesamtform vergl. Tabelle.

Fundort: 19 Exempl. (6 davon fraglich), unterer Jura, Eisenammonitenschichten von Chaudon und La Clape, C Bl.

4. *Gonatocheilus cf. duplofractus.*

Taf. XX, Fig. 16 *a—c.*

Einige mit *G. duplofractus* aus dem gleichen Fundort stammende Exemplare unterscheiden sich von der typischen Art durch mehrere geringfügige aber konstant vereinigte Merkmale: der Scheitelwinkel ist größer, die Scheitelspitze stumpfer, die basale Scheitelskulptur zarter und der Ausschnitt (échancrure) tiefer.

Fundort: 4 Exempl, unterer Jura, Eisenammonitenschichten von Chaudon und La Clape, C. Bl.

5. *Gonatocheilus planoïdes nov. sp.*

Taf. XX, Fig. 17 *a—c.*

Unterseite einfach und sehr wenig geknickt; Kauhöcker als wenig vorspringender, länglicher Knoten, Basallinie im mittleren und hinteren Drittel als ganz zarte Rippe entwickelt. Gesamtform verhältnismäßig länglich ($B < L$), Ausschnitt der Kapuze sehr tief ($a/s < 0{\cdot}7$), Scheitelwinkel klein, $\sphericalangle\ \varkappa$ sehr groß. Die Kapuze zeigt die Andeutung eines Dorsalwulstes. *G. planoïdes* unterscheidet sich von *G. oxfordiensis* durch die viel flachere Profilkrümmung und Basalknickung, durch den schwächeren Kauhöcker und den Dorsalwulst; *G. planus* durch die flachere Profilkrümmung, die tiefere échancrure und den Dorsalwulst.

Alle übrigen *Gonatocheilus* sind auf den ersten Blick von *G. planoïdes* abtrennbar.

Fundort: 2 Exempl., unterer Jura, Eisenammonitenschichten von Lioux, C. Bl.

6. *Gonatocheilus oolithicus nov. sp.*

Taf. XX, Fig. 18 *a—c.*

Die Kapuze ist im Querschnitt deutlich abgeknickt, es zeigt sich die Andeutung eines Dorsalwulstes und flacher Flanken; im Profil ist die Kapuze deutlich gekrümmt; der Scheitel ist stark und stumpf; die Unterseite nach Art des *G. Brunneri* geknickt, der Kauhöcker als sehr gut ausgeprägter, rundlicher Knoten vorspringend; das hintere Drittel der Unterseite wird von einer stark eingetieften Senke symmetrisch halbiert.

G. oolithicus unterscheidet sich von allen übrigen *Gonatocheilus*-Arten durch die relativ kurze Kapuze, den fast rechtwinkeligen $\sphericalangle\ \alpha$ und die sehr scharf ausgeprägte Basalskulptur. Am ähnlichsten ist der geologisch jüngere *G. Brunneri.*

Fundort: 1 Exempl., Lias oder Oolith von Chaudon, C. Bl.

Außer den neu beschriebenen *Gonatocheilus*-Arten liegen mir noch vor:

Gonatocheilus Brunneri.

1907, pag. 646 und Taf. XIII, Fig. 9 *a—c.*

18 Exempl., Oxfordien von Châtel Crésûz, C. Fk.
3 Exempl., Oxfordien von Châtel St. Dénis, C. Fk.
6 Exempl., unterer Jura, Eisenammonitenschichten von Valdrôme, C. Bl.
2 Exempl., unterer Jura, Eisenammonitenschichten von Draye bei Dique, C. Bl.
3 Exempl., Oxfordien von Châtel St. Dénis, C. Fr.
1 Exempl., Neokom von Gigondon, C. Bl.

Gonatocheilus oxfordiensis.

1907, pag. 644 und Taf. XIII, Fig. 19 *a—c.*

1 Exempl., Horizont? aus der Provence, C. Bl.

Gonatocheilus cf. oxfordiensis.

1907, pag. 645.

1 Exempl., unterer Jura, Eisenammonitenschichten von Chaudon, C. Bl.

Gonatocheilus expansus.

Taf. XX, Fig. 19 *a—c.*

1907, pag. 649 und Taf. XIII, Fig. 22 und 23 *a—c.*

6 Exempl., unterer Jura, Eisenammonitenschichten von La Clape, C. Bl.

V. Gattung Mesocheilus.

1. *Mesocheilus proceroïdes nov. sp.*

Taf. XX, Fig. 21 *a—c.*

Der Artname deutet an, daß wir es hierbei mit einer Form zu tun haben, welche mit *Hadrocheilus procerus* gemeinsame Züge aufweist und als Übergangsform zwischen *Hadrocheilus* und *Leptocheilus* betrachtet werden könnte.

Kapuze lang und schmal, im Profil gut gekrümmt, mit einer starken Dorsalleiste versehen, flache Flanken, Seitenkanten der Kapuze leicht konkav gekrümmt, Ausschnitt mäßig tief, Kapuze in zwei Zipfeln endigend; Schaft lang und schmal, Schaftfurche (Sillon) tief ⌣-förmig eingesenkt.

Unterseite im Profil konkav; beiderseits der starken Basalleiste tief ausgehöhlt; Hinterrand zweispitzig.

Scheitelwinkel sehr klein, daher dünne Scheitelspitze; ∢ x stumpf. Von allen *Leptocheilus*-Arten unterscheidet sich *L. proceroïdes* durch

den relativ großen Schaft (vergl. l_1/l_2 und b_1/b_2) und die schmale Gesamtform.

Von der *Proceri*-Gruppe der Gattung *Hadrocheilus* ist die eben beschriebene Art durch die Dorsalleiste und die Basalleiste wohl unterscheidbar.

Fundort: 6 Exempl., unterer Jura, Eisenammonitenschichten von La Clape und Chaudon, C. Bl.

2. *Mesocheilus hastatus nov. sp.*

Taf. XX, Fig. 20 *a—c*.

Diese Art gleicht in der Skulptur vollkommen dem eben beschriebenen *M. proceroïdes*, in den Maßverhältnissen aber sind große Unterschiede bemerkbar. Das charakteristische Merkmal scheint der relativ lange Schaft (daher der Name) zu sein ($l_2 > l_1$); dazu kommt, daß der Scheitelwinkel viel stumpfer, der Profilkrümmungswinkel aber bedeutend kleiner ist als bei *M. proceroïdes*.

Fundort: 5 Exempl., unterer Jura, Eisenammonitenschichten von La Clape und Chaudon, C. Bl.

3. *Mesocheilus cf. hastatus.*

Taf. XX, Fig. 22 *a—c*.

Einige Stücke des gleichen Fundortes wie die beiden genannten Arten sind durch eine etwas breitere Kapuze (vergl. B/L und b_1/b_2) und einen kürzeren Schaft charakterisiert. Ob es sich um eine eigene Art oder bloß um eine Varietät des *M. hastatus* handelt, ist ungewiß.

Fundort: 5 Exempl. (davon 3 fraglich), unterer Jura, Eisenammonitenschichten von La Clape und Chaudon, C. Bl.

4. *Mesocheilus concavus nov. sp.*

Taf. XX, Fig. 23 *a—c*.

Kapuze schmal, mit kleinem Scheitelwinkel, Dorsalleiste zarter als bei den vorher beschriebenen Arten, Profilkrümmung der Kapuze stärker als dort; Scheitel beinahe nadelförmig dünn.

Unterseite im Profil stark konkav, Basalleiste dünner als bei *M. proceroïdes* und *hastatus*. $\sphericalangle\ \varkappa$ sehr stumpf. Kapuze und Schaft fast gleich groß. Ausschnitt (échancrure) sehr klein.

Fundort: 1 Exempl., unterer Jura, Eisenammonitenschichten von La Clape, C. Bl.

Zur Systematik.

A. Gattungsdefinitionen.

I. *Hadrocheilus.*

Alle mir heuer bekannt gewordenen Arten dieser Gattung stimmen mit der im Vorjahre (pag. 659—660) gegebenen Gattungsdefinition überein.

Bloß in den relativen Maßen sind einige abnorme Werte gefunden worden: bei *H. punctatus* ist B/L infolge des Basalhöckers so groß, auffallend ist $B/L > 1$ bei *H. extensus* und der große Apikalwinkel (α) bei *H. cf. Gapensis.* Alle sonstigen Messungsergebnisse halten sich innerhalb des für Gattung *Hadrocheilus* charakteristischen Rahmens.

II. *Leptocheilus*

Bei den Arten *L. Cheilarensis* und *L. Clapensis* ist $\sphericalangle \alpha$ etwas größer als es im Vorjahre als Norm für *Leptocheilus* angegeben wurde. Im übrigen ist diese Gattung durch sehr geringe Artunterschiede geradezu charakterisiert.

III. *Akidocheilus.*

Etwas aberrant (nach der Gattungscharakteristik, Jahrb. 1907, pag. 661—662) sind *A. novus*, *novosimilis* und *ferrugineus* durch den spitzen Scheitelwinkel (wie er mir früher nur bei der *Proceri*-Gruppe von *Hadrocheilus* bekannt war) im Zusammenhang mit kleinen B/L. Bei *A. ferrugineus* außerdem noch die relative Länge des Schaftes (l_2 = fast l_1).

IV. *Gonatocheilus.*

Von der Norm abweichend ist nur $\sphericalangle \varkappa$ bei *G. planoïdes.*

V. *Mesocheilus.*

Diese Gattung wurde nach dem jetzt vorliegenden Material neu begründet. Es gehören dahin Formen, welche als Zwischentypen von *Hadrocheilus procerus* und einem *Leptocheilus* aufgefaßt werden können.

1. Innerer Aufbau.

Sichere Beobachtungen hierüber liegen nicht vor. Jedenfalls ist der Schnabel kompakter als ein *Leptocheilus*, ob dies durch eine — für *Hadrocheilus* bezeichnende — Kapuzenschicht mit konzentrisch angeordneter Faserstruktur bewirkt wird, ist unsicher.

2. Skulptur.

a) Kapuze: In zwei Zipfel endigend, welche zwischen sich einen nur sehr mäßig tiefen Ausschnitt freilassen; Dorsalkante im Profil gut gekrümmt, Scheitel stark und fest, jedoch gut zugespitzt. Stets Dorsalkamm vorhanden.

b) Schaft: Schaftfurche vomUmriß eines länglich gleichschenkeligen Dreiecks mit ziemlich tief **v**-förmigen Querschnitt; Schaftkanten ziemlich scharf.

c) Unterseite: In der apikalen Hälfte im Profil stark konkav; Basallinie als wulstiger Kamm entwickelt.

3. Maße.

a) Absolute: bisher nur mittelgroße Formen,

∢ α klein, 40—60° (charakteristisch).
∢ $\varkappa$ um 125° (nicht charakteristisch).

b) relative: a/s groß (0·8 und 0·9): seichte échancrure.

B/L um 0·6 (für die Gattung variabel, für die Art charakteristisch),

H/B um 0·6,

l_1/l_2 für die Gattung sehr variabel, für die Art charakteristisch,

b_1/b_2 um 1·6.

B. Gruppen innerhalb der Gattungen.

Innerhalb der Gattung *Hadrocheilus* erwies sich die Abteilung in *Compressi* und *Depressi* als zu wenig scharf durchführbar[1]), weshalb sie aufgelassen wurde; die *Proceri* hingegen könnte man vielleicht sogar als eigene Gattung fassen, welche dann die Mitte zwischen *Hadrocheilus* und *Mesocheilus* einnehmen würde.

Die bezeichnenden Merkmale wären:

1. die konkave Profillinie der Unterseite,
2. der spitze Scheitelwinkel,
3. die auffallend längliche Gesamtform (kleine Werte für B/L und H/B).

Innerhalb der Gattung *Gonatocheilus* konnte der Unterschied zwischen *Fracti* und *Duplofracti* aufrecht erhalten werden; es gehören in die erste Gruppe die neuen Arten: *G. oolithicus* und *G. planoïdes*, in die zweite hingegen: *G. intermedius*, *cf. intermedius*, *duplofractus* und *cf. duplofractus*. Von der Gruppencharakteristik (Jahrb. 1907, pag. 664—665) etwas abweichend ist bei *G. duplofractus* der seichte Ausschnitt und verhältnismäßig kleine Scheitelwinkel und bei *G. cf. intermedius* die Andeutung einer Dorsalknickung.

Man könnte übrigens auch eine eigene „Gattung" für die Zwischenformen von *Akidocheilus* und der *Duplofracti*-Gruppe von *Gonatocheilus* aufstellen und dahin *A. Provinciae, furcatus, cf. furcatus, G. intermedius, cf. intermedius, duplofractus* und *cf. duplofractus* stellen.

[1]) Nach dem neuen Material wäre nur *H. extensus* der *Depressi*-Gruppe anzuschließen.

Das geologische Vorkommen der Rhyncholithen.

Die nachfolgende Tabelle schließt sich an die im Jahrbuch 1907, pag. 675—678 mitgeteilten Daten und dient zu deren Fortsetzung.

a) Nach Gattungen und Gruppen.

(○ bedeutet relativ häufig.)

	Trias	Lias	Dogger	Malm und Tithon	Untere Kreide	Obere Kreide	Tertiär
Gruppe des *Rh. hirundo* (alter *Nautilus*-Typus)	○	—	—	—	—	—	—
Gruppe der *Curvati*	—	1	—	○	—	—	—
„ der *Recti*	—	—	—	1	—	—	—
„ des rezenten *Nautilus*	—	—	—	—	—	○	—
Gattung *Hadrocheilus*	—	3	○	1	○	—	—
„ *Leptocheilus*	—	—	○	—	1	—	—
„ *Akidocheilus*	—	—	○	—	○	—	—
„ *Gonatocheilus*	—	—	○	○	○	—	—
„ *Mesocheilus*	—	—	○	—	—	—	—

b) Nach Arten.

	Trias	Lias	Dogger	Malm und Tithon	Untere Kreide	Obere Kreide	Tertiär
Nautilus.							
Rh. integer	—	—	—	1	—	—	—
„ *niger*	—	1	—	—	—	—	—
„ *Portlandicus*	—	—	—	1	—	—	—
„ *cf. Portlandicus*	—	—	—	(1)	—	—	—
„ *aff. Suessi*	—	—	1	—	—	—	—
„ *Turonicus*	—	—	—	—	—	1	—
„ *Lochensis*	—	—	—	1	—	—	—
„ *recentoïdes*	—	—	—	—	—	1	—
„ *cf. recentoïdes*	—	—	—	—	—	1	—
Nicht-Nautilus.							
1. Hadrocheilus							
Fraasi	—	1	—	—	—	—	—
globosus	—	—	1	—	—	—	—
Gapensis	—	—	6	—	—	—	—
cf. Gapensis	—	—	1	—	—	—	—
costatoïdes	—	—	1	—	—	—	—
cf. costatoïdes	—	—	1	—	—	—	—

	Trias	Lias	Dogger	Malm und Tithon	Untere Kreide	Obere Kreide	Tertiär
punctatus	—	—	—	—	1	—	—
cf. gibberiformis	—	—	2	—	—	—	—
affin. gibberiformis	—	—	2	—	—	—	—
convexoïdes	—	—	—	—	(1)	—	—
Serrensis	—	—	2	—	—	—	—
Brancoï	—	—	—	—	(1)	—	—
cf. Brancoï	—	—	—	—	(1)	—	—
extensus	—	1	—	—	—	—	—
Jurensis	—	—	3	—	—	—	—
incertus	—	1	—	—	—	—	—
sp. indef.	—	—	—	1	—	—	—
Teschenensis	—	—	—	—	2	—	—
gibber	—	—	—	—	6	—	—
procerus	—	—	1	—	—	—	—
II. Leptocheilus							
Cheilarensis	—	—	—	—	1	—	—
Clapensis	—	—	3	—	—	—	—
Chaudonensis	—	—	10	—	—	—	—
III. Akidocheilus							
Provinciae	—	—	—	—	1	—	—
novus	—	—	—	—	1	—	—
novosimilis	—	—	—	—	1	—	—
afractus	—	—	8	—	—	—	—
ferrugineus	—	—	9	—	—	—	—
furcatus	—	—	4	—	—	—	—
cf. furcatus	—	—	1	—	—	—	—
levigatus	—	—	67	—	—	—	—
regularis	—	—	—	—	12	—	—
sp. indef.	—	—	—	—	(3)	—	—
IV. Gonatocheilus							
intermedius	—	—	—	—	1	—	—
cf. intermedius	—	—	1	—	—	—	—
duplofractus	—	—	19	—	—	—	—
cf. duplofractus	—	—	4	—	—	—	—
planoïdes	—	—	2	—	—	—	—
oolithicus	—	—	(1)	—	—	—	—
Brunneri	—	—	8	25	1	—	—
cf. Oxfordiensis	—	—	1	—	—	—	—
expansus	—	—	6	—	—	—	—
V. Mesocheilus							
proceroïdes	—	—	6	—	—	—	—
hastatus	—	—	5	—	—	—	—
cf. hastatus	—	—	5	—	—	—	—
concavus	—	—	1	-	—	—	—

a) Nach den Fossilformen.

1. *Nautilus*-Schnäbel (sensu lato): Das im Jahrbuch 1907, pag. 678—679 mitgeteilte wird durch das neu durchforschte Material im allgemeinen und einzelnen bestätigt.

2. Nicht-*Nautilus*-Schnäbel.

Von *Hadrocheilus* wurden neuerdings bekannt: aus dem Lias 3 Gattungen in 3 Stücken; aus dem Dogger 10 Arten in 20 Stücken; aus dem Malm und Tithon nur 1 nicht spezifierbares Stück; aus der Unterkreide 6 Arten in 12 Stücken.

Von *Leptocheilus* lagen mir vor: aus dem Dogger 2 Arten in 13 Stücken und 1 Art (1 Stück) aus dem Neokom;
von *Akidocheilus* aus dem Dogger 4 Arten in 89 Stücken und aus dem Neokom 5 Arten in 18 Stücken;
von *Gonatocheilus* 8 Arten in 42 Stücken aus dem Dogger, 1 Art in 25 Stücken aus dem Oxfordien und 2 Arten (2 Stücken) aus dem Neokom;
von *Mesocheilus* 4 Arten in 17 Stücken aus dem Dogger.

Durch *Leptocheilus Cheilarensis* ist erwiesen, daß die Gattung *Leptocheilus* tatsächlich in die Unterkreide hinaufgeht, was im Vorjahre noch fraglich war (1907, pag. 679).

Durch ein paar Exemplare von *Gonatocheilus Brunneri* und durch *G. oolithicus* und *G. planoïdes* hat es sich gezeigt, daß die Gruppe der *Fracti* keineswegs erst im Oxfordien auftritt, wie im Vorjahr vermutet wurde (1907, pag. 679).

b) Nach dem geologischen Alter.

1. Trias: Nur *Nautilus*-Schnäbel vom Typus des *Rh. hirundo*, keine echten *Nautilus*-Rhyncholithen und kein einziger Nicht-*Nautilus*-Schnabel.

2. Lias: Kein Rhyncholith mehr vom Typus des *Rh. hirundo*.

Von den Nicht-*Nautilus*-Schnäbeln nur einige wenige Arten von *Hadrocheilus*, kein einziger *Leptocheilus*, *Akidocheilus*, *Gonatocheilus* oder *Mesocheilus*.

3. Dogger: Schon im unteren Dogger beginnen zahlreiche Arten von *Hadrocheilus* und den übrigen Gattungen.

4. Malm: Aus dem Rhyncholithenreichen Oxfordien liegen heuer nur zahlreiche Stücke von *Gonatocheilus Brunneri* vor.

5. Neokom: *Hadrocheilus*. *Akidocheilus* und *Gonatocheilus* zahlreich, von *Leptocheilus* noch eine restliche Art.

6. Oberkreide: Mehrere *Nautilus*-Schnäbel vom rezenten Typus. Alle Nicht-*Nautilus*-Arten sind ausgestorben.

7. Tertiär: Liegt heuer nichts vor.

Anmerkung. Eine neue, kretazische Rhyncholithenart bespricht der Autor nach zwei ausgezeichnet erhaltenen Exemplaren in den Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt 1908.

Inhaltsverzeichnis.

Die Oberflächen- und Verwitterungsformen im Kreidegebiet von Adersbach und Wekelsdorf.

Von W. Petrascheck.

Mit zwei Tafeln (Nr. XXI und XXII) und drei Zinkotypien im Text.

In ganz ausgezeichneter Klarheit läßt sich in der mittelsudetischen Kreidemulde die Abhängigkeit der Oberflächenformen vom Schichtenaufbau erkennen. Ein Blick auf die Karte enthüllt sofort die muldenförmige Lagerung, die das ganze Areal beherrscht. Höhenzüge mit schroffen, zuweilen sogar felsigen Steilrändern gegen außen und schwach geneigten Plateauflächen und sanften Böschungen gegen innen verlaufen in konzentrischen Ovalen. Läßt man aber von einer der aussichtsreichen Höhen den Blick über die Landschaft schweifen, so gewahrt man, daß in den aufeinanderfolgenden Terrainstufen verschiedene Schichtenpakete vorliegen, die sich hier aufeinandertürmen und dort am anderen Rande der Reihe nach enden. Je mehr man sich in das Bild der Landschaft vertieft, um so mehr Züge kann man in ihrem Antlitz entziffern. Bis in die kleinsten Details hinein, alles kann man aus den Oberflächenformen heraus lesen. Dies wird bewirkt durch den Wechsel von ungleich durchlässigen Schichten mit verschiedener Art zu verwittern: Quadersandsteine, die ausschließlich mechanischer Zerstörung fähig sind, Kalksandstein, der nach Verlust seines Zements einen sehr weichen und zugleich feinkörnigen Sandstein bildet, endlich Pläner mit verschiedenen Graden chemischer Verwitterung, vom festen, sandigen, durch die Atmosphärilien kaum angreifbaren rauhen Pläner bis zum Plänermergel, der in einigen Wochen an der Luft zerfällt.

Von oben nach unten gezählt, lassen sich folgende Schichten feststellen:

Hangendquader
Decksandstein
Hauptquader
oberer Pläner
Zwischensandstein
unterer Pläner
Plänermergel
Plänersandstein
Mergelsandstein
Cenomanquader.

Dem Gestein nach gliedernd, könnte man noch einige Horizonte mehr unterscheiden und auch kartieren. In der Gliederung des Geländes kommen aber nur die erwähnten Schichtenkomplexe deutlich zum Ausdruck. Nur eine Grenzbildung an der Oberkante des oberen Pläners müßte hier noch eingefügt werden, weil sie das Landschaftsbild auf weite Strecken stark beeinflußt, nämlich sandige bis bröckelige Letten und Mergel, die aus den hangendsten Plänerschichten unmittelbar unter dem Hauptquader hervorgehen.

Auf die Verbreitung, die Lithologie und den Fossilinhalt dieser Horizonte lasse ich mich hier nicht ein, weil sich dazu noch im Rahmen einer in Vorbereitung befindlichen größeren Arbeit über den böhmischen Anteil der Mittelsudeten Gelegenheit bieten wird.

Der Hangendquader und der Hauptquader sind dem Gestein nach nicht zu unterscheiden. Der erstere wurde bisher nur an zwei Punkten in geringer Verbreitung nachgewiesen. Der letztere bildet die pittoresken Felswände des Gebietes, insbesondere die bekannten Felsszenerien von Adersbach und Wekelsdorf. Als fast reiner Quarzsandstein ist er ausschließlicher der mechanischen Zerstörung fähig, die sich naturgemäß dort am stärksten äußert, wo das Gestein eine Lockerung erfahren hat. Auf die eigenartigen Verwitterungsformen dieses Hauptquaders gehe ich unten näher ein.

Der Decksandstein ist ein weicher, zerreiblicher, feinkörniger, gelber Sandstein, den ich überall nur in einer schon in Auflösung begriffenen Decke angetroffen habe. Da seine Fragmente in einem mehr oder weniger lehmigen Boden eingebettet liegen, ist zu vermuten, daß die Sandsteinreste, die im Waldboden zu finden sind (an Aufschlüssen fehlt es gänzlich) in Verbindung mit einem sandig-tonigen Gestein auftreten. Man findet den Decksandstein ebenfalls nur in unbedeutenden Relikten auf den Plateaus des Hauptquaders, woselbst der weiche, völlig zerfallene tonige Sandstein einen guten Waldboden liefert.

Der Zwischensandstein ist ein feinkörniger Kalksandstein, der seinen Kalkgehalt an der Luft leicht verliert, so daß man ihn meist als einen weichen, weißen Sandstein anstehen sieht, der sanfte Böschungen bildet und meist von Ackerland oder Hutweiden bedeckt ist. Auch er ist eine leicht zerstörbare Schicht. Nur einzelne besonders kalkreiche Bänke treten hier und da in Gestalt kleiner Felsblöcke zutage.

Widerstandsfähiger ist der Pläner. Oberer und unterer Pläner unterscheiden sich nur im Landschaftsbilde. Der untere bildet immer steilere Hänge als der obere. Während dieser nur ausnahmsweise kleine Felsklippen bildet, steht jener nicht selten in kleinen Felsschroffen an. Die ansehnliche Mächtigkeit beider Plänerstufen (jede hat 50—80 *m* Dicke) bewirkt, daß gerade der Pläner hervorragend am Aufbau der Landschaft teilnimmt. Wo der Pläner stark zerklüftet ist, bildet er an den Steilhängen reichlich Schutt. Auf den Plateaus hingegen wird er entkalkt und verlehmt völlig.

Noch widerstandsfähiger als der Pläner ist der Plänersandstein. Nirgends sind die Felder so mit Steinen übersät wie dort, wo namentlich seine hangenden Schichten ausstreichen. Dicht unter der

dünnen, steinigen Ackerkrume steht unmittelbar das Gestein an. Infolge der starken Zerklüftung und der geringen Mächtigkeit der Schicht kommt es nicht zur Bildung von Felsklippen.

Ganz leicht zerstörbar ist der Plänermergel. Er bildet einen tiefgründigen Verwitterungslehm und ist nur in künstlichen Aufschlüssen und einigen Hohlwegen anstehend zu finden.

Der Mergelsandstein besteht aus einer Wechsellagerung von mehr und weniger tonigen Kalksandsteinbänken. Mit Ausnahme einiger dickerer, tonärmerer Bänke zerfällt er sehr rasch unter dem Einfluß der Atmosphärilien.

Im Gegensatz zum Mergelsandstein ist der ihn unterlagernde Cenomanquader hart und widerstandsfähig. Aber auch er bildet nur selten, zum Beispiel am Hinterratsch und auf der Ratschenkoppe, kleine Felsklippen.

Alle Quader, die Pläner und der Plänersandstein sind durchlässig, sie unterliegen darum nicht der Abspülung. Undurchlässig oder wenig durchlässig sind dagegen der Mergelsandstein, der Plänermergel und die hangendsten, tonig zersetzten Bänke des oberen Pläners. Auf diese, aber auch auf den Zwischensandstein und Decksandstein wirkt die Abspülung sehr stark.

Wenn nun auch diese Schichten im großen ganzen eine flache Mulde bilden, so ist doch deren Bau keineswegs einheitlich. Eine sanfte Sattelung trennt die Wekelsdorfer Partialmulde im Norden von jener von Ždár im Süden und Brüche von NNW-Streichen scheiden diese vom Tafellande der Heuscheuer, die sich nach Norden ins Sterngebirge fortsetzt.

Das Landschaftsbild wird nun von dem Gesetze beherrscht, daß überall dort, wo ein leicht zerstörbares, beziehungsweise wenig durchlässiges Gestein einem schwerer zerstörbaren, durchlässigen aufliegt, sich an der Grenze beider ein Plateau bildet und dort, wo ein schwerer zerstörbares Gestein einem leichter zerstörbaren auflagert, ein Steilrand entsteht.

So tritt unter dem Mergelsandstein der Cenomanquader bei Liebenau plateaubildend auf. Auf seinen ebenen Flächen erheben sich steile Hügel des Mergelsandsteines, die oben eine Decke von Plänersandstein tragen. In breiten, infolge des Muldenbaues geneigten Ebenen tritt ringsum in der Mulde der Plänersandstein unter dem Plänermergel hervor. Eine schmale, aber deutliche Terrasse, die namentlich an den Hängen des Mettautales bei Matha auffällt, zieht sich an der Basis des Zwischensandsteines entlang. Endlich sind die auffallenden, vollkommen ebenen, nur von steilwandigen Erosionsrinnen zerschnittenen Plateauflächen, die der Adersbach-Wekelsdorfer Hauptquader bildet, auf dasselbe Gesetz zurückzuführen. Die Tafel XXI (I) gibt ein Bild einer derartigen ganz ebenen Plateaufläche des Quaders wieder. Es ist der Blick, der sich eröffnet, wenn man aus dem vom Storchberg kommenden Seitentale des Fingergrabens auf dem zur Grenzkiefer führenden Wege zur Höhe steigt. Ganz ähnlich ist der Blick vom Fuchs gegen West. An diesen beiden Orten ermöglichen Kahlschläge gute Übersicht über diese eigenartigen Terrainformen. Aber auch sonst ist allerwärts auf den Hochflächen des Hauptquaders

das gleiche zu bemerken. Diese Flächen sind völlig konkordant mit der Unterlage des Quaders. Die gegen rechts (Süd) einfallende Schichtung, die auf unserem Bilde auffällt, ist Schrägrichtung. Schon aus der Konkordanz dieser Oberfläche des Hauptquaders mit den Schichtenflächen kann man schließen, daß er noch nicht die jüngste Kreideschicht des Gebietes sein kann, was schließlich durch die Auffindung des Decksandsteines und des Hangendquaders erwiesen werden konnte.

Die Steilränder, die der Mergelsandstein unter einer Decke von Plänersandstein bei Liebenau bildet, wurden schon erwähnt. Zu nennen wäre hier noch der Steilrand, der die ganze äußere Begrenzung des Kreideareales bildet und der eine Folge der Auflagerung von Cenomanquader, beziehungsweise Plänersandstein auf lockere, vorkretazische Sandsteine und Konglomerate ist. Die anderen Steilränder des Gebietes rühren von den Plänern, beziehungsweise vom Hauptquader her.

Der Quader steht fast immer in senkrechten Felsmauern an, deren Bildung von Hettner[1]) erklärt wurde.

Ich erwähnte schon oben, daß sich an der Basis des Hauptquaders weichere, tonige Hangendteile des Pläners vorfinden, die eine Steilböschung unter der Felswand, die der Quader zu bilden pflegt, verursachen und die gleichzeitig das Auftreten von Plateauflächen an der Basis dieser Böschung bewirken. Auf diese Weise entstehen Tafelberge, wie es am schönsten der Vostaž zeigt. Aber ausdrücklich bemerke ich, weil alle bisherigen geologischen Karten des Gebietes dies unrichtig darstellen, daß in diesen Tafelbergen der Quader nur die oberste Felsmauer bildet. Der Sockel wird bloß von massenhaft umherliegenden Quaderblöcken bedeckt, besteht aber aus Pläner und Letten. Deutlich zeigen das die oft starken Quellen an, die unmittelbar unter den Felswänden hervortreten. Dicht unter diesen Quellen konnte wiederholt auch im Sockel der Letten und Pläner nachgewiesen werden.

Unwillkürlich drängt sich dann die Frage auf, ob nicht die ganz gleichen Bergformen der Sächsischen Schweiz auf ähnliche Ursachen zurückzuführen sind. Die Tafelberge des Königsteins, Liliensteins, Pfaffensteins usw. und die Ebenheiten, auf denen sie sich erheben, würden leicht zu verstehen sein, wenn es gelingen würde, in ihrem Sockel eine im Vergleich zum Quader darüber und darunter leichter zerstörbare Schicht nachzuweisen. Wenn die Sockel dieser sächsischen Tafelberge nur Schuttmäntel wären, so ist nicht einzusehen, warum rings um jeden solchen Tafelberg herum der Sockel in einer Höhe endet, während doch die Klüftung des Quaders oben eine ungleiche ist und demnach auch die Schuttbildung eine verschiedene sein muß.

Auch die Erosionsformen werden vom Schichtenbau beeinflußt, besonders gilt dies von den obersten Teilen aller Wasserläufe. Im Kreidegebiete treffen wir in den an der Basis der Steilränder sich

---

[1]) Gebirgsbau und Oberflächengestaltung der Sächs. Schweiz. Forsch. z. deutschen Landes- u. Volkskunde II, Hft. 4, 1887; und Die Felsbildungen der Sächs. Schweiz. Geogr. Zeitschr. IX (1903).

entlang ziehenden Depressionen oft kleine Wasserläufe an, die aber alle bald die Steilränder durchbrechen. Für eine Reihe dieser Durchbrüche ist der Zusammenhang mit Verwerfungen ersichtlich. Aber auch für viele andere Durchbrüche ist ein solcher Zusammenhang wahrscheinlich, wenngleich die Brüche durch eine Verschiebung der Schichten nicht direkt nachgewiesen werden konnten.

Auf böhmischem Boden streben alle diese Wasserläufe der Mettau zu. Diese fließt erst in der Muldenachse der Wekelsdorfer Partialmulde, durchschneidet dann die leichte Sattelung, die diese Partialmulde von jener von Zdar trennt. In dieser hat sie sich ihr Bett tief in den westlichen Muldenschenkel eingesägt, dann durchbricht sie oberhalb Hronov den Muldenrand und verläßt die Kreidesynklinale. Dieser Austritt scheint ein antezedentes Durchbruchstal zu sein. Sicher ist wenigstens das eine, daß die Faltung der Kreide zu den erwähnten Mulden älter ist als der Sattel, der, den Hronov-Parschnitzer Bruch begleitend, die Mulden schräg durchschneidet. Eben diese jüngere Antiklinale wird in dem Durchbruche oberhalb Hronov durchsägt.

Die Klüftung des Gesteines, auf die gleich näher eingegangen werden wird, ist ohne merklichen Einfluß auf die Richtung der Täler. Nur die ganz engen Klammen des Quaders, deren Wände beiderseits glatte Felswände sind, halten die Richtung der Diaklasen ein, aber schon die zahlreichen kleinen Wasserrisse und Schluchten, die die Plateaus des Quaders zersägen, sind ziemlich oder ganz unabhängig von der herrschenden Kluftrichtung.

Interessant und mannigfach sind die Verwitterungsformen des Quaders. Sie zeigen sich in gleicher Weise am Hauptquader wie an dem Quader, der im Sterngebirge an Stelle des Zwischensandsteines auftritt. Den übrigen Gesteinshorizonten sind keine beachtenswerten Verwitterungsformen eigen. Nur bezüglich der Felsbildung des Pläners mag bemerkt werden, daß er nie zusammenhängende und geschlossene Felsmauern, sondern immer nur einzelne Erker bildet, was auch am Pläner bei Neustadt an der Mettau oder im Adlergebiete beobachtet werden kann.

Die mannigfachen und eigenartigen Verwitterungsformen des Quaders werden bedingt durch seine Klüftung, durch seine Schrägschichtung und durch ungleiche Verteilung seines Zementes. Es handelt sich um dieselben Verwitterungsformen, die aus dem Quadergebirge der Sächsisch-böhmischen Schweiz hinlänglich bekannt und wiederholt schon Gegenstand der Erörterung waren. Namentlich die Untersuchungen Hettners und Becks haben Licht über die Probleme, die diese Formen bieten, verbreitet.

Aus den Messungen dieser Autoren weiß man, daß die Kluftrichtungen des sächsischen Quaders in Beziehung zur Lausitzer Verwerfung stehen. Seitdem ich in der Kreide Ostböhmens arbeite, habe ich allerwärts ebenfalls derartige Messungen vorgenommen und auch hier die gleiche Beobachtung gemacht, wie nach Abschluß meiner Aufnahmen aus der Karte zu sehen sein wird. In der mittelsudetischen Kreidemulde sind zwei tektonische Richtungen zu unterscheiden, die NW—SO- und die SW—NO-Richtung. Gegen NW ver-

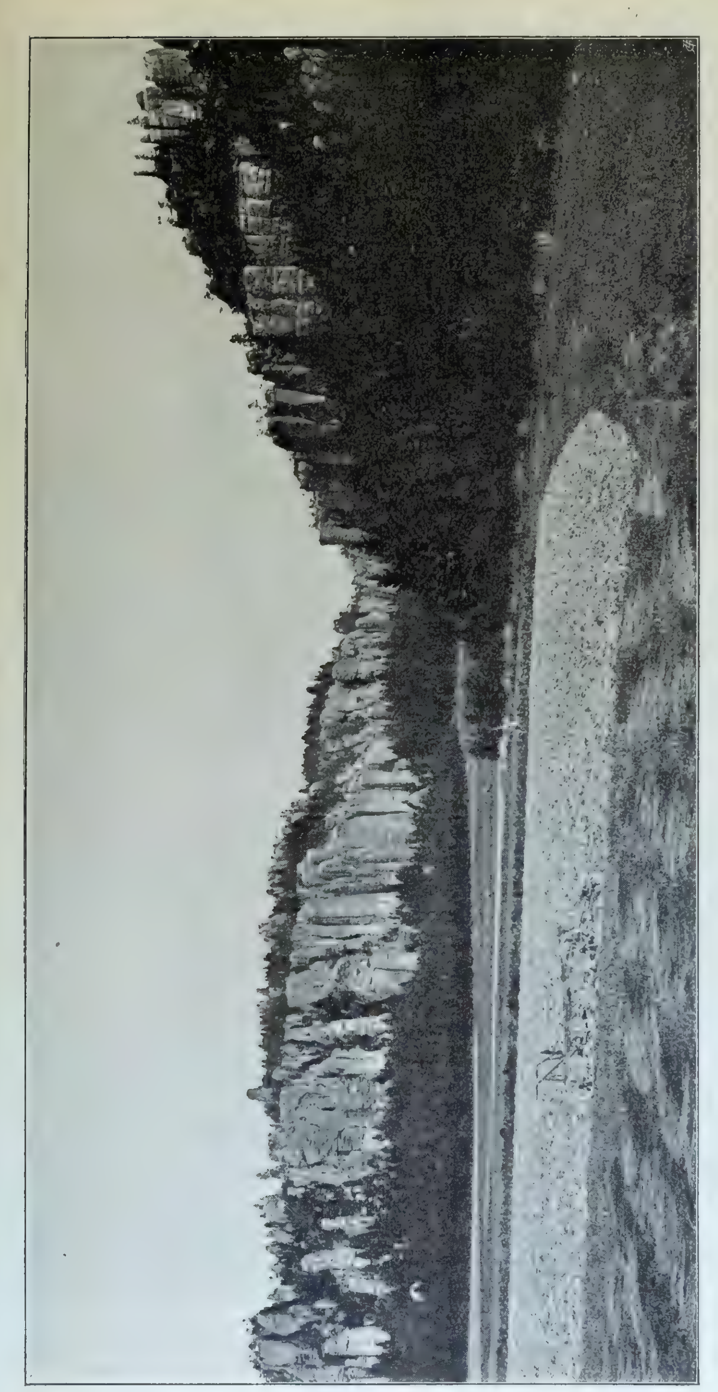
laufen die leichten Faltungen der Kreide und auch einzelne Brüche, von denen manche gegen Süden umbiegen. Von SW nach NO streichen die Querbrüche, die die Mulde durchsetzen. Einer davon, der Bischofsteiner Bruch, durchschneidet die Mulde in ihrer ganzen Breite. Zwei einander unter einem Winkel von 60—90⁰ schneidende Kluftrichtungen machen sich denn auch in den Kreideschichten bemerkbar. Sie halten die erwähnten Richtungen der Brüche ein, oder weichen bis zu 20⁰ von dieser Richtung gegen Nord ab. Es fehlt dahingegen an den Klüften die O—W-Richtung gänzlich, so daß also der Zusammenhang mit den Bruchrichtungen unverkennbar ist.

Rasch arbeitet sich das Wasser in dem ohnehin leicht zerreiblichen Gestein längs der Klüfte in die Tiefe und erzeugt dadurch enge Spalten, Säulen, Türme und gewaltige Felsklötze. Schmale Rinnsale werden die Ursache tiefer, enger Regenschluchten. So entstehen die bekannten Felsenstädte von Adersbach und von Wekelsdorf, das Ziel zahlreicher Touristen alljährlich. Wo, wie in der „Vorstadt“ von Adersbach, die Erosion und Verwitterung schon länger auf den Quader eingewirkt hat, bewegt man sich nicht mehr in den engen Spalten und Schluchten mit bis 50 *m* hohen glatten Felswänden, sondern zwischen anstehenden Riesenblöcken und Felstürmen.

Nur unbedeutend, ja auf ansehnliche Mächtigkeiten ganz fehlend, ist hier die Spur der ursprünglichen Schichtung, die im Verein mit den Klüften in der Sächsischen Schweiz zu der quaderförmigen Absonderung geführt hat, von der der Quadersandstein seinen Namen hat. Alles, was man an den Wänden von schöner, dünner Schichtung sieht, ist Diagonalschichtung. Der Winkel, unter dem diese einfällt, beträgt, wenn man das, was infolge der Muldenbildung auf die Neigung der Schichten kommt, in Anrechnung bringt, in der Regel 20⁰. Selten nur steigt der Winkel auf 30⁰ und nur ganz ausnahmsweise auf 40⁰. In Tafel XXII (II) ist eine Wand mit der Schrägschichtung abgebildet. Dieselbe kommt, wie das Bild zeigt, bei der Verwitterung dadurch sehr schön zum Vorschein, daß die Lagen mit gröberem und feinerem Korn ungleich verwittern. Häufiger ist es, daß die grobkörnigen Lagen die Rinnen und die mittelkörnigen die hervorstehenden Rippen bilden. Ich glaube, daß dieses Relief vor allem durch die Wirkung des Frostes herausgearbeitet wird, denn beim gröberen Material haben die Hohlräume größeren Querschnitt. Bei ihnen kann also die Ausdehnung des gefrierenden Wassers stärker zur Geltung kommen. Sollte die Wirkung des Windes im Spiele sein, die ich übrigens nirgends nachweisen konnte, so müßten gerade die kleineren Körner rascher weggeführt werden.

Größere Beachtung verdient die Richtung, nach der das Einfallen dieser Schrägrichtung sich wendet. So wechselnd diese auch anfangs erscheinen mochte, zeigte sich bald, daß sie der Gesetzmäßigkeit nicht entbehrt. Wenn man von kleinen Störungen in einzelnen dünnen Bänken absieht, ist die Richtung des Einfallens überall einheitlich. Übrigens sind solche Störungen, wie Fig. 2 eine zeigt, nur recht selten zu beobachten und vielleicht nur auf lokale Umlagerungen des Sandes zurückzuführen. Meine Beobachtungen zeigten, daß im Hauptquader zwei Quaderschichten mit verschieden gerichteter Schräg-

Fig. 1.



Klüftung und Zweiteilung des Hauptquaders.

Blick von den Zaborer Wiesen auf die alte Partie von Wekelsdorf.

Der ebene Talboden, dem die Quaderwände aufsitzen, besteht aus oberem Pläner.

schichtung übereinander liegen. Getrennt werden beide durch eine Schichtenfuge, auf der sich ein Waldband angesiedelt hat. Diese Schichtenfuge ist so deutlich, daß sie in der Karte dargestellt werden kann. Auf ihr stellt sich, am besten am Bräuner bei Johnsdorf aufgeschlossen, eine schmale Plänerzunge ein, die sich rasch nach allen Seiten auskeilt, so daß in der Gegend des Eisenhammers und der Wolfsschlucht keine Spur mehr davon vorhanden ist. Nicht einmal das Korn des Sandsteines ist dort an der Fuge feiner. Er ist nur mürber und zerfällt deshalb rascher.

Die liegende der beiden Quaderschichten hat in der Schrägrichtung ein westliches, seltener ein östliches Fallen. Die Streichrichtung derselben schwankt in der Regel zwischen N 20° W und N 20° O. Die Schrägrichtung des hangenden Quaders fällt nach Süd oder Südwest. Sehr gut übersieht man diese Verhältnisse in dem vom Storchberg kommenden Seitentale des Fingerweges, auf dem die beiden Schrägrichtungen deutlich zu erkennen sind. Im unteren Quader fällt sie nach Ost, im oberen Quader, der oben auf der Westseite in den zerissenen Felspartien ansteht, fällt die Schrägschichtung nach SSW. Zwischen beiden Quaderschichten ist eine mit Schutt bedeckte Geländestufe zu erkennen, die sich talabwärts verfolgen läßt und die im Hintergrunde als Waldband in der Felsmauer erscheint, die der Mündung des Tales gegenüber steht. Auch in Fig. 1 sind die beiden Quaderschichten zu unterscheiden. Die untere bildet die mächtigen, zerklüfteten Wände, die obere sitzt in einzelnen Resten auf.

Die Schrägschichtung hat also ein Einfallen, das gegen Ost oder West oder Süd, nie aber gegen Nord gerichtet ist. Dasselbe ist am Vostaž und in der Heuscheuer zu bemerken. Man kann daraus auf die Richtung schließen, in der der Strand gelegen haben mag.

Eine andere an den Felswänden oft sehr auffallende Erscheinung ist die Bildung von Löchern und Gruben, die oft reihenweise der Schichtung entsprechend angeordnet sind und die, wenn sie dicht nebeneinander stehen, sich hinten untereinander vereinigen, so daß sie nur durch kleine sanduhrförmige Pfeiler getrennt sind. Hettner schildert sie anschaulich und erklärt sie mit Recht als durch Sickerwasser ausgespült, das an den Schichtflächen tropfenweise zutage tritt. Es ist bemerkenswert, daß diese Höhlungen niemals an isolierten, nackten Felspfeilern zu beobachten sind. Stets tragen die betreffenden Felsblöcke eine, wenn auch noch so dünne, Vegetationsdecke, die das Regenwasser aufzufangen imstande ist. Eine ungleiche Verteilung des Bindemittels ist, wie schon Bischof[1]) annahm, gewiß auch Schuld an dieser Verwitterungsform, denn sie kehrt in bestimmten Horizonten immer wieder. Namentlich die tiefste Quaderschicht zeigt diese Löcher sehr häufig. Fritsch vermutet, daß Spongien die Veranlassung zu dieser ungleichen Verwitterungsart seien, was ich schon der Form wegen für ausgeschlossen halte. In der Nähe von Merkelsdorf stehen unter dem Quader Kalksandsteine an, in denen unlängst beim Bahn- und Straßenbau frische Anschnitte gemacht wurden. An ihnen kann man deutlich erkennen, daß der Kalk-

[1]) Neues Jahrbuch 1844, pag. 486.

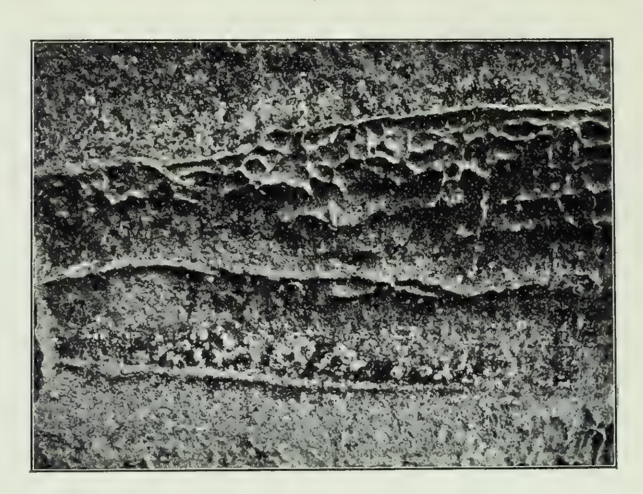
Fig. 2.



Netzartige Anwitterung des Hauptquaders in der alten Partie.

gehalt in einzelnen runden Körpern wesentlich geringer als in der umgebenden Gesteinsmasse ist, so daß diese sich sehr rasch zu lockerem Sand auflösen, während das übrige Gestein noch der feste Kalksandstein geblieben ist. Nicht selten sind ähnliche, Blasen genannte Hohlräume auch in den Steinbrüchen des Heuscheuer-Gebirges anzutreffen. Sie haben auffällig hohlkugelähnliche Gestalt und sind sind von lockerem Sand erfüllt, in dessen Innern ein schwach kalkiger Sandsteinkern liegt, der als Konkretion aufzufassen ist. Wenn Fritsch die an den Höhlungen reichen Schichten mit den Trigonienschichten des Isergebietes zu vergleichen geneigt ist, so erledigt sich diese Parallelisierung dadurch, daß diese Schicht hier gerade die älteste unter den Quaderschichten ist.

Fig. 3.



Netzartige Anwitterung infolge eisenschüssiger Streifen im Hauptquader. Tal vom Storchberg nach Nord.

Mitunter, aber doch nur selten, treten an der Außenfläche der Gesteinswände zierliche Netzwerke bei der Verwitterung hervor. Auch sie sind eine Folge der ungleichen Verteilung des Bindemittels. Ich bilde zwei solche Stellen ab, die etwas verschieden nach der Natur dieses Bindemittels sind. Fig. 2 ist an dem Wege in der Wekelsdorfer Felsenpartie, den alljährlich Tausende von Touristen geführt werden, aufgenommen. Welcher Art hier das ungleich verteilte Bindemittel ist, konnte ich nicht feststellen, da die Wand nicht beschädigt werden darf. Eisenschuß, wie in Fig. 3, ist es nicht. Ein geringer Tongehalt ist vorhanden, vielleicht ist auch etwas Kieselsäurezement da, doch kann dieses wegen der Mürbheit des Gesteines nur sehr unbedeutend sein. Bei den in Fig. 3 abgebildeten Leisten sind es stärker eisenschüssige Partien, die herauspräpariert wurden. Derartige Leisten haben stets eine scharf begrenzte Oberkante,

während sie nach unten auslaufen oder, wie in Figur 3, von einem sich unten anschließenden Netzwerk oder schwächeren Leisten begleitet werden. Der scharfe Abschluß nach oben ist charakteristisch. Was hier herauspräpariert wurde, sieht man aufgeschlossen in den großen frischen Anbrüchen der Steinbrüche in der Alten Poste bei Pirna, wo der weiße Quader von gelben eisenschüssigen Bändern in Menge durchzogen wird, Bänder, die alle oben scharf begrenzt und nach unten verwaschen sind. Man erkennt daran, daß dies Infiltrationen sind, die jünger als der Quader sind und man wird sie wohl am richtigsten mit den Schwankungen des Grundwasserspiegels, ehe dieser infolge der Erosion auf die heutige Tiefe gebracht war, in Zusammenhang bringen.

Die Präparation selbst ist teils durch Flechten, teils durch Wirkung des Frostes auf das in den Kapillaren eingeschlossene Wasser zu erklären. Da aber solche Netzwerke nur selten anzutreffen sind, wird außer der Gesteinsbeschaffenheit ein bestimmtes Maß der Exponierung gegen Regen und Wind notwendig sein, das nicht überall anzutreffen ist. Auch ist diese Verwitterungserscheinung dort, wo sie nicht die eisenschüssigen Sandsteinlagen betrifft, vergänglich. Allmählich werden die Leisten und Hervorragungen zerstört und das Bild verliert wieder an Schärfe, um später vielleicht wieder von neuem herausgearbeitet zu werden.

Die Oberflächen und Verwitterungsformen der Kreide im Gebiete von Adersbach und Wekelsdorf sind also in höherem Maße durch die Gesteinsbeschaffenheit bedingt, als es zurzeit für die ganz gleichen Formen der Sächsischen Schweiz angenommen wird.

Erklärung zu Tafel XXI (I).

Plateau zwischen Grenzkiefer und Fingergrund.

Oberfläche des Hauptquaders, bloßgelegt durch Abräumung des Decksandsteines.

Erklärung zu Tafel XXII (II).

Schrägschichtung im Hauptquader.

Die Schichtung, die im Bilde nicht zum Ausdruck kommt, fällt ganz leicht gegen rechts ein.



Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Band LVIII, 1908.
Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.





Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Band LVIII, 1908.
Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.



Zwei neue miocäne Pleurotomarien.

Von V. Hilber.

Mit 2 Lichtdrucktafeln (Nr. XXIII [I] und XXIV [II]).

Über die zeitliche Verbreitung der Arten dieser Gattung geben Bouvier und H. Fischer eine Übersicht[1]). Nach der im Jura erreichten größten Häufigkeit beginnt in der Kreide eine stetige Abnahme. Aus dem Paläogen waren 1896 nach Vincent 13 Arten bekannt. Aus dem Miocän liegen vor: *Atlantica Cotter* (Azoren), *Pedemontana Sacco* (Italien), *gigas Borson* (Italien), *tertiaria M. Coy* (Australien), dazu kommen nunmehr *Carniolica Hilb.* (Krain) und *Styriaca Hilb.* (Steiermark). Die von den genannten Autoren als miocän aufgezählte *Sismondai* gehört bei Annahme des Oligocäns in dieses, während die von ihnen als pliocän bezeichnete *gigas* miocän ist; *Pedemontana* ist seit dem Erscheinen der Aufzählung dazu gekommen. Als „quaternär", welches nach einem verbreiteten Mißverständnis als mit diluvial gleichsinnig verwendet wird, nennen jene Verfasser *Fischeri May. ms.* und *Duchassaignei Schramm* aus Guadeloupe Jetzt leben vier Arten: *Beyrichi Hilgendorf* (Japan), *Rumphii Shepman* (Molukken), *Quoyana P. Fischer et Bernardi* (Kl. Antillen), *Adansoniana Crosse et P. Fischer* (Kl. Antillen). Im Jahre 1899 waren nach Bouvier und H. Fischer kaum mehr als 24 Stück der jetzt lebenden Arten bekannt. Die miocänen Stücke sind größenteils Unika.

Die jetzigen Pleurotomarien leben in 70—200 Faden Tiefe (Zone der Brachiopoden und Tiefseekorallen) außer der japanischen Art in den Tropen. Sie gehören in die zwei Sektionen *Entemnotrochus P. Fischer* (supramedianer Sinus, Nabel) und *Perotrochus* (intramedianer Sinus, kein Nabel).

Pleurotomaria Carniolica Hilb. nova forma.

Taf. XXIII, Fig. 1—3.

Höhe 72, Mündungshöhe 36, Durchmesser 127 *mm.*

Ein mit Schalenresten bedeckter Steinkern aus grauem feinkörnigem Sandstein. Die Schale ist weit genabelt, besteht aus fünf gleichmäßig konvexen Umgängen, die auf dem letzten hervortretenden kielähnlichen Kanten sind durch Druck entstanden oder verstärkt.

[1]) Bouvier, E., und Fischer, H., Étude monographique des Pleurotomaires actuels. Journal de Conchyliologie, Tome 47 (4. série, Tome 1) pag. 77, 1899.

Bei den lebenden Formen kommt den weit genabelten Arten ein supramedianes Schlitzband zu. Die Basis ist wenig gewölbt, die Mündung schief zur Achse und rundlich. In den Schalenresten sind drei Schichten unterscheidbar. Die äußere Schalenschicht, die Porzellanschale, ist papierdünn. Sie besitzt eine aus erhabenen, schwach gekörnelten Spiralreifen bestehende Skulptur, welche auch auf der darunter liegenden Perlmutterschicht sichtbar ist; am Schluß des drittletzten Umganges kommen zwei Reifen auf ein Millimeter; hier und auf dem vorletzten Umgang ist diese Skulptur nur an der Basis der Umgänge erhalten, auf der Schlußwindung scheint sie auf einen zwei Millimeter breiten Streifen unter der Naht beschränkt zu sein, der übrige Teil ist nur nach an zwei Stellen in fünf Millimetern Breite erhaltenen Schalenresten mit Zuwachsstreifen versehen. Unter dieser Schicht folgt eine Perlmutterschicht, beiläufig ein halbes Millimeter dick, und darunter eine bisher nicht beobachtete, auf den Mittelwindungen ein Millimeter dicke glänzende Porzellanschicht, welche mit Säure lebhaft braust. (Nicht so der darunter liegende Steinkern.) Auf der Schlußwindung ist diese Schicht nur einen Bruchteil eines Millimeters dick. Ein Dünnschliff zeigt, daß diese Schalenschicht aus unregelmäßigen, senkrecht auf der Schale stehenden Pfeilern von bis vier Millimeter Durchmesser besteht. Sie ist in Fig. 1 auf dem drittletzten und vorletzten Umgang sichtbar.

Die Form hat sehr viel Ähnlichkeit mit der *P. gigas Bors.*[1]), deren Unikum gleichfalls sehr unvollkommen erhalten ist. Saccos Photographien zeigen übrigens eine ihm entgangene Eigentümlichkeit, nämlich einen kleinen Rest von Gitterskulptur an der Basis (Fig. *B*) und Spiralreifen auf der Oberseite (Fig. *A*). Sacco sagt: „Anfractus sublaevigati vel arcuatim striatellati." Verglichen mit unserer Form ist der Nabel in *gigas* viel enger, die Oberfläche verschieden, nach der Abbildung mit einer andersartigen, gröberen Skulptur versehen.

Vorkommen: Tunjice (Teinitz) ober Stein in Krain. Original: Laibacher Museum[2]). Finder: Herr Pfarrer Robič.

Herr Bergrat Teller teilt mir über das Vorkommen mit: „Die Lokalitätsangabe Tunjice (= Teinitz der Spezialkarte, Pfarrgemeinde West von Stein in Krain) ist zu allgemein gehalten, als daß man daraus auf eine bestimmte Schichte der Tertiärbildungen des Gebietes schließen könnte. Das Gesteinsmaterial des Steinkernes läßt mich aber vermuten, daß das Fundstück aus denselben Aufschlüssen stammt, aus welchen Pfarrer Robič die von Bittner in den Denkschriften der Wiener Akademie (Bd. 48, 1884) beschriebenen Reste von *Cancer carniolicus* gewonnen hat. Dieselben liegen, wie ich meinen Tagebuchnotizen aus dem Jahre 1884 entnehme, an dem Fahrwege von Stein nach Teinitz, und zwar im Abstiege zum Tunjice potok, 350 *m* Ost von der Brücke über diesen Bach, an der Nordseite des Hohlweges. Die gelblichgrauen Kalksandsteine mit *Cancer carniolicus* liegen

[1]) Sacco, I Molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria, parte XXII, pag. 3, Taf. I, Fig. *A*, *B*.

[2]) Ich danke dem Herrn Kustos Walter Šmid in Laibach für die Mitteilung des Stückes.

hier über blaugrauen sandigen Mergeln, die ganz erfüllt sind von den kreidigen Skulptursteinkernen von *Buccinum costulatum*, *Leda nitida* und *Corbula gibba*. Die Krabbenreste sind übrigens mit den genannten Fossilien auch in derselben Schicht vereinigt zu beobachten. Im Bereiche der Gemeinde Teinitz sind nirgends tiefere Tertiärschichten aufgeschlossen. Die große *Pleurotamaria* mit der Lokalitätsbezeichnung Teinitz kann also wohl nur auf jenes Niveau des marinen Miocäns von Stein in Krain bezogen werden, das ich in meinen Erläuterungen zum Blatte Eisenkappel—Kanker, pag. 109, mit den Mergeln von Tüffer parallelisiert habe."

Die bezügliche Stelle (pag. 110) lautet: „Über dieser unmittelbar dem älteren Gebirge sich anschließenden Randzone" (mariner Tegel und Grünsand von Gouze Bittners) „folgen als mächtigstes Glied der ganzen Schichtenreihe schlierähnliche, glimmerig-sandige Mergel und mergelige Sandsteine mit *Meletta*-Schuppen, Krebsscheren und *Brissopsis*-Resten, welche in ihrer Fazies, wie in ihrer Fossilführung dem Komplex der Tüfferer Mergel entsprechen. Im Vrhovje- und Doblicagraben schließen diese mergeligen Schichten nach oben mit kalkig-sandigen Lagen und Nulliporenkalkbänken ab, welche man ohne weiteres mit den Leithakalkbänken parallelisieren kann, die sich im benachbarten Südsteiermark im Hangenden der Tüfferer Mergel einzustellen pflegen."

Pleurotomaria Styriaca Hilber nova forma.

Taf. XXIV, Fig. 1—2.

Höhe 90, Mündungshöhe 49, Durchmesser 112 und 97 *mm*.

Mir liegen zwei Stücke dieser Form vor, ein zum größten Teil mit Schale erhaltenes aus St. Michael bei Tüffer und ein Abdruck von Bresno bei Tüffer. Die Beschreibung ist nach dem erstgenannten Stück entworfen.

Die Schale ist weit genabelt, die obersten Umgänge sind weggebrochen, nur drei erhalten. Die Umgänge sind stark gewölbt, an dem letzten ist an der Basisgrenze ein stumpfer Kiel sichtbar. Der Schlitz, besonders deutlich durch die Zuwachsstreifen auf der Perlmutterschale und der darunter liegenden Schicht (die sich dadurch unzweifelhaft als Schalenschicht erweist) erkennbar, liegt auf der vorletzten Windung median auf einem starken Spiralreifen, auf der Schlußwindung etwas supramedian. Dieser Spiralreifen besitzt eine spiral verlaufende Einsenkung, welche am Schluß des letzten Umganges nahezu verschwindet. Die Mündung steht schief zur Achse und ist viereckig mit gerundeten Ecken.

Auch hier sind die an *Carniolica* beschriebenen drei Schalenschichten erkennbar. Die oberste ist papierdünn. Auf den obersten Umgängen sind die gekörnelten Spiralreifen, mitunter feinere zwischen gröberen, auf dem ganzen Umgange vorhanden, während von der vorletzten Windung an die Körnelung (nicht die Bereifung) auf die obersten Teile der Umgänge beschränkt ist. Die flachen, erhabenen Spiralreifen reichen in die Perlmutterschale, nicht aber in die untere

Porzellanschale hinab; sie sind mitunter gepaart oder schließen schmälere ein; sie umziehen die ganze Schale, auch die Basis. Am Schlusse des drittletzten Umganges kommt ein Reifen auf ein Millimeter. Dicker als die obere Porzellanschale ist die Permutterschicht. In der Mittelwindung ziemlich gleich dick mit ihr ist die auch hier an Stärke gegen den Schluß abnehmende untere Porzellanschicht, an welcher man zwei erhabene Sinusreifen, zwischen welchen das Schlitzband liegt, gewahrt.

Die Form unterscheidet sich von *Carniolica* durch größere Höhe der Umgänge, den engeren Nabel und die viel gröbere Skulptur, von *gigas* namentlich gleichfalls durch die Höhe und die verschiedene (nicht Gitter-)Skulptur an der Unterseite.

Vorkommen: St. Michael bei Tüffer (Original [Eigentum des Herrn Bergrates Em. Riedl], derzeit aufbewahrt im Cillier Lokalmuseum; Bresno, Rohitsch W, Wartimbergschacht, 118 *m* tief, Original im k. k. naturhistorischen Hofmuseum, geologisch-paläontologische Abteilung in Wien [1]).

Über das Vorkommen von St. Michael schrieb mir Herr Bergrat Teller:

„Eine große *Pleurotomaria* sah ich im Jahre 1894 im Lokalmuseum von Cilli. Dieselbe wurde nach Angabe des damaligen Konservators und eifrigen Mehrers dieser Sammlung, Herrn Bergrates E. Riedl, im Weingarten der Familie Valentinitsch gefunden, und zwar am Südabhange des Bergrückens von St. Michael bei Tüffer. Wie weitere Erkundigungen ergeben haben, stammt das Fundstück aus Tegeln, die hinter dem Brauhause von Tüffer ausgehoben und zur Ameliorierung des Weinberges aufgefahren wurden. Es sind das die marinen Tegel, welche in der Tüfferer Bucht das tiefste, über den aquitanischen Schichten transgredierende Glied der miocänen Schichtenreihe darstellen (*mg* der geologischen Spezialkarte Cilli—Ratschach, welche 1907 ausgegeben wurde). Bittner (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., 34. Bd., 1884, pag. 55) fand in dem genannten Tegelaufschluß: *Chenopus pes pelecani*, *Bulla cf. utriculus* und *Buccinum cf. turbinellus* und parallelisiert den Horizont mit dem Badener Tegel des Wiener Beckens.“

Über die im Wartimbergschacht bei Bresno gefundenen Schichten berichtet Herr Hofrat Fuchs [2]). Die Schichten sind nur von 45 bis 92 *m* Tiefe angegeben. Die tiefer gefundene *Pleurotomaria* gibt Herr Hofrat Fuchs in einem Schreiben an mich als aus dem Tüfferer Mergel stammend an.

Von besonderer Wichtigkeit ist die an den Stücken entdeckte dritte Schalenschicht. Ob diese an anderen Pleurotomarien auch vorkommt, kann ich wegen Mangels an Vergleichsmaterial nicht be-

[1]) Den Herren Bergrat Riedl und Abteilungsleiter Professor Kittl danke ich für die Überlassung der Stücke, dem Herrn Bergrat Teller für den Hinweis darauf.

[2]) Fuchs, Th., Fossilien aus den Neogenbildungen von Bresno bei Rohitsch. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. in Wien 1881, pag. 181.

urteilen. Da ich somit nicht weiß, ob die rezenten *Entemnotrochus*, mit welchen unsere Stücke nach allen anderen Eigenschaften zusammengehören würden, ebenfalls eine innere Porzellanschicht besitzen, kann ich unsere Stücke weder unter jenes Subgenus stellen, noch auch ein neues aufstellen.

Die beschriebenen Stücke stammen aus Schlier (Tüfferer Mergel). Die Ablagerungstiefe dieser Bildung an den bezüglichen Stellen muß in den Tiefengrenzen, in welchen die heutigen Pleurotomarien leben (70—200 Faden, Zone der Brachiopoden und Tiefseekorallen), enthalten sein.

Die drei hier bearbeiteten Stücke sind die einzigen aus dem österreichisch-ungarischen, ja aus den ganzen außeritalischen Europa bekannten.

Erklärung zu Tafel XXIII (I).

Pleurotomaria Carniolica Hilb. von Tunjice.

Fig. 1 von hinten, natürliche Größe. (Auf dem drittletzten Umgang die innerste Schalenschicht, dazwischen der Steinkern, sichtbar.)

Fig. 2 von unten, halbe natürliche Größe.

Fig. 3 Stück der Skulptur an dem unteren Rande des Schlusses der drittletzten Windung, natürliche Größe.

Die weißen Bruchstücke gehören zur Perlmutterschale und liegen unter der (stärker skulpturierten) äußeren Porzellanschale.

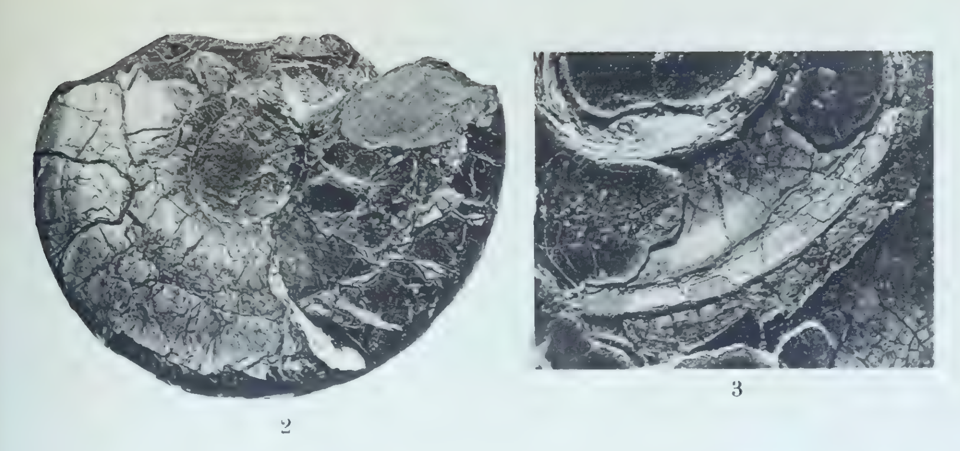
Erklärung zu Tafel XXIV (II).

Pleurotomaria Styriaca Hilb. von St. Michael.

Fig. 1 von vorn, natürliche Größe. (An der Grenze des zweit- und drittletzten Umganges die innerste Schalenschicht sichtbar.)

Fig. 2 von unten, halbe natürliche Größe.

1

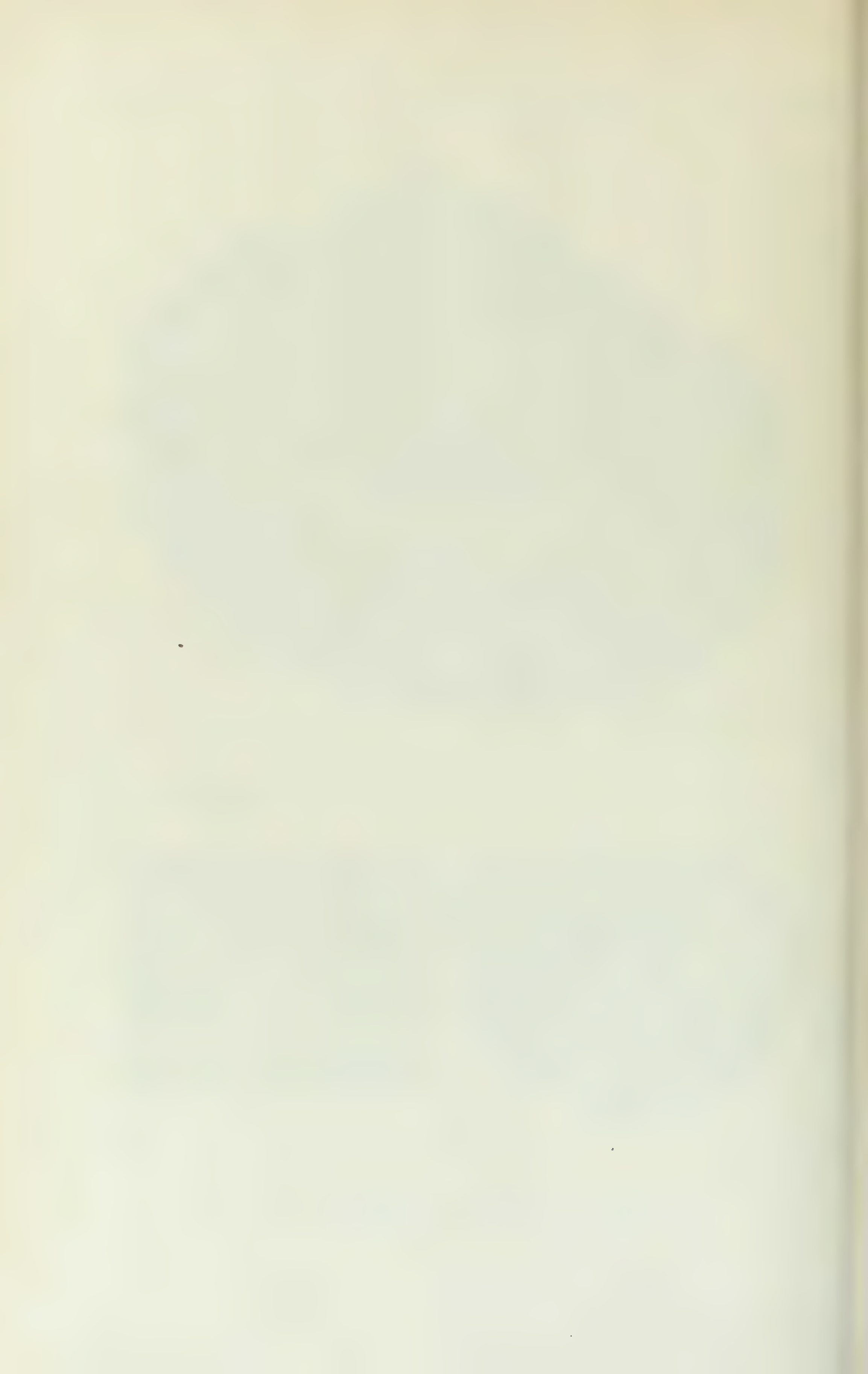


2

3

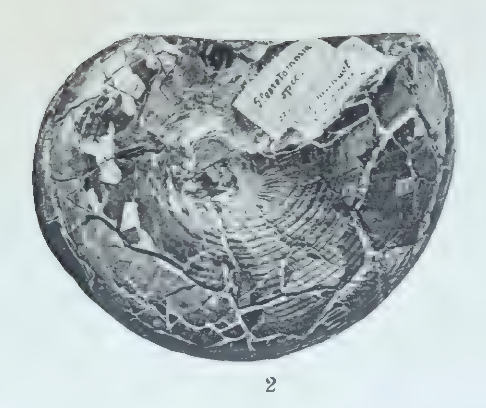
Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt Bd. LVIII. 1908.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.





1



2

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.



Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung von Bludenz.

Von O. Ampferer.

Mit 9 Zinkotypien im Text.

Zu der Umgebung von Bludenz gehören drei größere Täler, von denen jedes in anderer Weise mit bedeutenden Schuttmassen verbaut ist. Es sind dies das Große Walser-, das Gamperdona- und Brandnertal.

Während in dem breiten Illtal ausgedehnte glaziale Schuttmassen fehlen und seine Terrassen meist vom Grundgebirge erbaut werden, sind in diesen Seitentälern gewaltige Vorräte von glazialen und interglazialen Sedimenten aufbewahrt geblieben. Wie für die Entwicklungsgeschichte einer höheren Tierform oft die benachbarten niedrigeren Formen wertvolle Aufschlüsse bieten, so können für die Geschichte eines großen Tales seine in der Ausbildung zurückgebliebenen Seitentäler vielfach die wichtigsten Dokumente enthalten.

Am auffallendsten und schon von weitem sichtbar tritt uns das Bürser Konglomerat mit seinen blanken Wänden entgegen. Das Konglomerat, welches seine Erhaltung offenbar der Lage in einem tiefen seitlichen Talwinkel verdankt, bildet in der Gesamtheit eine zirka 130 *m* mächtige Schichtplatte, welche den Talfurchen des Alvierbaches, des Schesa- und Rhonatobels vorgelagert ist. Der Alvierbach hat mitten hindurch eine tiefe Klamm ausgefressen, welche nunmehr durch einen guten Steig bequem zugänglich gemacht wird.

Entlang der Klamm des Alvierbaches (Bürser Schlucht) und gegen das Dorf Bürs bricht das Konglomerat mit steilen Wänden nieder, die vielfach zu Basteien und Balkonen vortreten oder Höhlen in sich hineindringen lassen.

Westlich von Bürs sehen wir das Konglomerat einem aus der Talebene aufragenden Felskopf anlagern. Längs der Anlagerungszone sind besonders große Hohlräume aus seinen Schichtbänken herausgebrochen. Das Konglomerat ist durch Schichtung meist in ziemlich dicke Bänke gegliedert. Seinen Aufbau besorgen vor allem Illschotter mit ihren zahlreichen verschiedenartigen Kalk-, Buntsandstein-, Verrucano-, Granit-, Gneis-, Diorit-, Serpentingeröllen. Daneben sind viele schlechtgerollte lokale Geschiebe und größere Kalkblöcke darin vorhanden. Die Urgebirgsgerölle und Stücke sind ziemlich häufig und durch die ganze Schichtmasse verteilt.

So stellt das Bürser Konglomerat verkalkte Illschotter dar, welchen viel lokales Material aus dem Brandnertal beigemischt ist.

In der Bürser Schlucht (Eingang ins Brandnertal) erscheint mit Ausnahme des schon erwähnten Felskopfes der Felsuntergrund nirgends erschlossen.

Dagegen habe ich bei einer genaueren Durchforschung der Schlucht zirka 0·5 *km* innerhalb der letzten Häuser von Bürs an der Südostflanke der Schlucht oberhalb des neuen Kammsteiges im Hintergrund der dort befindlichen Höhlen (siehe Fig. 1, 2, 3) eine Unterlagerung durch ältere Grundmoränen nachweisen können.

Die hohen Wände des Konglomerats sind hier wie an vielen anderen Stellen von vertikalen Sprüngen zerschnitten, an denen kleinere Verschiebungen stattgefunden haben. Der Sockel des Konglomerats ist höhlenartig tief zurückgewittert und ruht einer

Fig. 1.



Ansicht der Konglomeratwand.

1 = Gehängeschutt. — 2 = Grundmoräne. — 3 = Konglomerat.

festgepreßten, stark bearbeiteten, schlammigen Grundmoräne auf, welche reich an schön polierten gekritzten Geschieben ist. Ihre Geschiebe entstammen sowohl dem Kalk- als auch dem Urgebirge.

Das unmittelbar aufruhende Konglomerat ist an der Decke der Höhlen sehr rauh und grobblockig.

Die Lage der Grundmoräne in den Höhlen und die Einordnung dieser Höhlen in der tiefen Klamm schließen die Deutung als spätere Einpressungen in schon vorhandene Hohlräume vollständig aus.

Dringt man weiter durch die Schlucht ins Brandnertal hinein, so trifft man in der Taltiefe und besonders an den Gehängen auf große Massen von Grundmoränen, welche durch ihren Gehalt an Urgesteinen die Abstammung vom Montafoner Gletscher beweisen.

Sehr auffällig ist das an einer mächtigen Grundmoränenmasse am Eingange ins Sarotlatal zu bemerken.

Diese Schuttmasse zeigt eine steile, ungenau dem Gehängeanstieg entsprechende Schichtungsstruktur und enthält viele eckige und

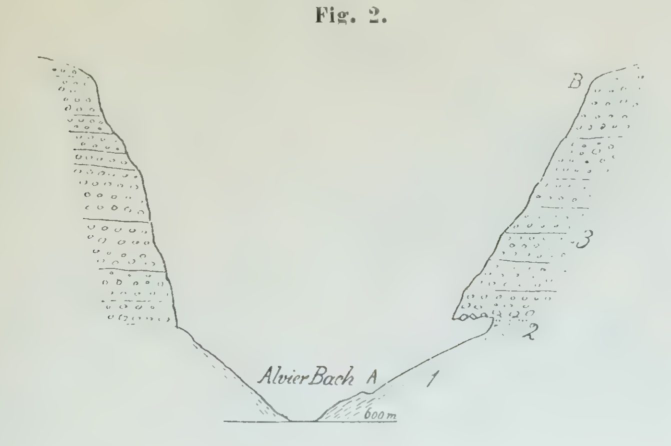
abgeschliffene gekritzte Geschiebe und Blöcke. Den Hauptbestand bilden kalkalpine Geschiebe, daneben sind aber reichlich Silvrettagneise und ganz besonders viele Schwarzhorndiorite und -serpentine angehäuft.

Wenn man die Umrandung des Sarotla- und Brandnertales beachtet, so kann man diese mit Montafoner Urgesteinen reich beladene Grundmoräne nur von einer Eisstromfaser ableiten, welche sich vom Illtal um den Kennerberg herum zum Sarotlatal hereinschlang.

In weit großzügigeren Verhältnissen ist die hangende Grundmoräne aber südwestlich von der Bürser Schlucht am Bürser Berg erschlossen.

Hier wurde in die weitgedehnte Bergecke südlich vom Tschalengaberg eine gewaltige Masse von Grundmoränenmaterial eingespeichert. Die Eismassen schleppten fort und fort Grundmoränen herbei und

Fig. 2.



Querschnitt zu Fig. 1 (*A*, *B*).
1 = Gehängeschutt. — 2 = Grundmoräne. — 3 = Konglomerat.

verloren in der stauenden Bergecke einen großen Teil ihrer Bewegung und ihrer Schuttlasten.

So häufte sich da das Grundmoränenmaterial allgemach zu einer mächtigen Schicht an, welche heute noch stellenweise zirka 120 *m* Mächtigkeit innehat.

Wir haben hier gewissermaßen einen natürlichen „Schuttfang" des Eisstromes vor uns.

Durch den Schesatobel ist nun mitten aus dieser Ablagerung ein großartiges Amphitheater herausgeschnitten, welches den inneren Aufbau aufs klarste erkennen läßt.

Mit schroffen Wänden ist der mächtige Hohlraum in die Wald- und Wiesenwölbungen gerissen, steile Wände, von tiefen Runsen und geschärften Graten gegliedert, weisen in die Tiefe. An einigen Stellen wird dort Felsgrund entblößt, meist aber reichen die Schuttmassen vom Abbruch bis zur Sohle ununterbrochen nieder.

Im Hintergrund stürzt ein Wasserfall über hohe Moränenwände, denn der schlammige, mit Geschieben und Blöcken reich vermengte Schutt besitzt die Festigkeit, lotrechte Wände zu bilden. Der ganze weite Raum wird von den strengsten Linien und Flächen der Zerstörung beherrscht und so zu herrlicher, einfacher Größe erhoben.

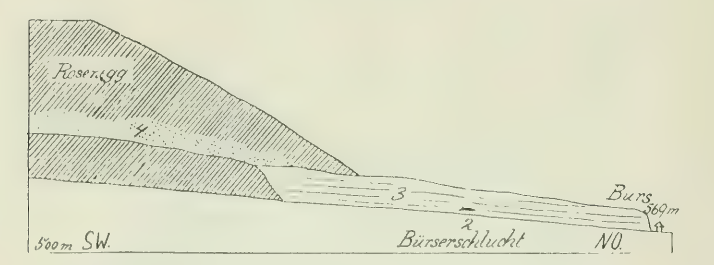
Der Ausdruck gewaltigen Niederbruches bleibt stets an den stolzen Schuttstirnen lebendig.

Die Schuttmassen zeigen eine sehr bunte Mischung in der Herkunft ihrer Geschiebe und Blöcke. Wohl so ziemlich alle Gesteinsarten des weiten Montafoner Talbereiches sind hier vertreten.

Ausgezeichnet bearbeitete gekritzte Geschiebe von ganz kleinen Stückchen bis zu über Kubikmeter großen Blöcken sind in reicher Fülle in dem schlammigen Schuttwerk enthalten.

Die großen Blöcke werden jetzt von allen Seiten zum Bau der schweren Steinmauern gesammelt, die gegenwärtig dem Schlund des Tobels eingefügt werden.

Fig. 3.



Schematischer Längsschnitt entlang der Bürser Schlucht.

1 = Grundgebirge. — 2 = Liegende Grundmoräne. — 3 = Konglomerat.
4 = Hangende Grundmoräne.

Im allgemeinen zeigen die Schuttmassen eine schräge, ungefähr dem Bergabfall angepaßte, unregelmäßige Schichtung (siehe Fig. 4), welche wahrscheinlich ein Bild ihres allmählichen Anwachsens darstellt. Es kommen aber auch Stellen mit widersinnig einfallender Schichtung vor und es erscheint nicht ausgeschlossen, daß teilweise vielleicht auch Druckschieferung mitbeteiligt ist.

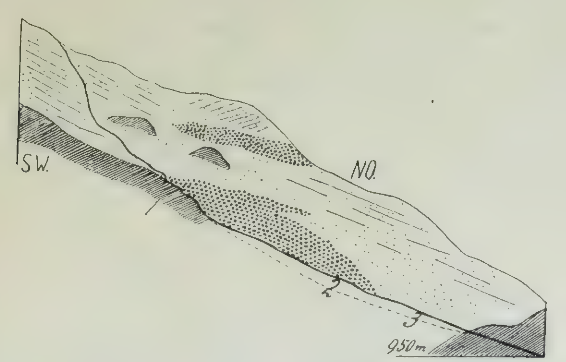
Die Zusammsetzung der Grundmoränenmasse ist durchaus nicht allenthalben dieselbe. Vielmehr scheidet sich eine dunklere grüngraue Varietät deutlich von einer helleren gelbgrauen ab. Die erstere ist weit reichlicher mit uralpinem Schutt gesättigt als die letztere.

Die Abgrenzung dieser verschiedenartigen Lagen entspricht in ihrer Einordnung dem Hauptstreichen und Fallen der Schichtung und zeigt uns Verschiebungen der Eisstromfasern beim Wachstum des Gletschers an.

Die Grundmoränendecke, welcher diese Aufschlüsse angehören, besitzt hier eine ausgedehnte Verbreitung und steigt von etwa 700 bis über 1500 *m* Höhe empor.

Sie ist ins Hangende des Bürser Konglomerats zu stellen. Ausgedehntere Konglomeratmassen als in der Bürser Schlucht sind im vorderen Teil des Gamperdonatales erhalten. Dieselben reichen heute nicht mehr zum Talausgang heraus, sondern sind in der Hauptmasse auf die Strecke zwischen Grafnerberg und Kühbrücke beschränkt.

Fig. 4.



Längsschnitt durch den oberen Teil des Schesatobels.

1 = Grundgebirge. — 2 = Zentralalpine Fazies der Grundmoräne.

3 = Kalkalpine Fazies der Grundmoräne.

Die hier verkalkt vorliegenden Schuttmassen stellen im Vergleich zum Bürser Konglomerat weniger stark gerollte Schotter dar, welche aber viel reicher an Mehlsandlagen sind. Die Beimischung von uralpinen Geröllen und Stücken ist ebenfalls geringer und ziemlich ungleichmäßig, aber bis zu den innersten Aufschlüssen verbreitet. Besonders in den Basislagen ist häufig ganz grobes kalkalpines Blockwerk eingeordnet.

Fig. 5.



Schnitt entlang der Westflanke des Gamperdonatales zwischen Kühbrücke und Gampbach.

1 = Grundgebirge. — 2 = Konglomerat.

Im wesentlichen haben wir hier Schuttablagerungen des eigenen Talgebietes vor uns, denen Beigaben aus dem Illtal nur in bescheidener Weise zugesteuert wurden.

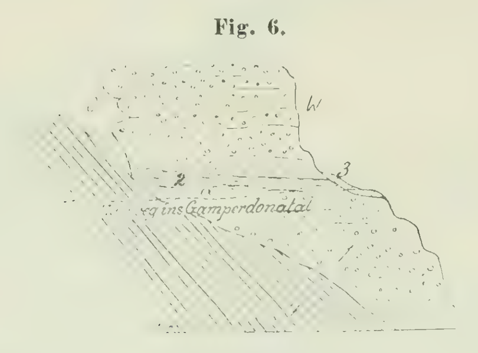
Die Neigung dieser durch einen lebhaften Wechsel von Sand und Schotterlagen deutlich gebankten Konglomerate ist in ungleichen Beträgen talauswärts gerichtet. Wir treffen verhältnismäßig steile und dann wieder ganze flache Aufschüttungen an.

In der Westflanke der Talschlucht tritt zum Beispiel gegenüber von Innersterhof zwischen ganz flachgeneigten Konglomeratdecken eine Zone von weit steilerer Schüttung (Fig. 5) auf. Die Mächtigkeit dieses Konglomerats ist noch heute trotz der ungeheuren Erosion in der engen Schlucht eine sehr bedeutende. In der Gegend der Budershöhe (861 *m)* sind Mächtigkeiten von ca. 400 *m* erschlossen. Die Konglomeratfelsen verleihen hier der Schlucht manche Großartigkeit. Höhlen verdunkeln die Tiefen, Wasserfälle lodern darüber, Spalten und Gesimse führen in die Abgründe, welche wie Ruinen unter der Brechkraft der tosenden Wasser beben.

Der großen Mächtigkeit der Konglomerate entspricht die bedeutende Höhenlage, welche hier die Aufschüttung einst erlangt hat. Noch heute streben die Konglomeratfelsen bis über 1100 *m* Höhe hinan.

Wenn man dem allgemeinen Schichtgefälle entsprechend die Aufschüttung ins Illtal verlängert denkt, so erhält man für dieses

Fig. 6.



1 = Konglomerat. — 2 = Sandsteinlage. — 3 = Grundmoräne.
4 = Grundgebirge.
a = Grobblockige Ausbildung des Konglomerats.

breite Tal eine Aufschüttungshöhe von ungefähr 900 *m*. Das würde mit der Verschüttung des Inntales ziemlich gut übereinstimmen.

Die Verfestigung der einzelnen Lagen ist ungleichmäßig. Im allgemeinen sind außerdem die am weitesten talein gelegenen Konglomerate am losesten verkittet.

Eine Unterlagerung des Gamperdonakonglomerats durch ältere Grundmoräne habe ich nicht aufgefunden.

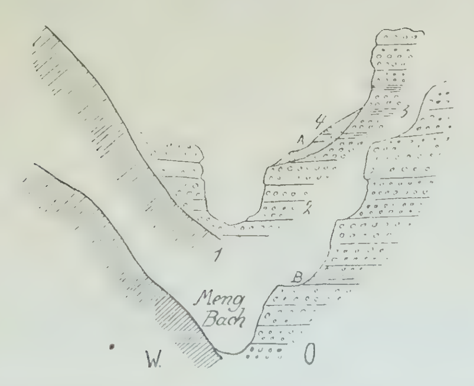
Das Konglomerat sitzt unmittelbar dem Grundgebirge auf. Dagegen ist die Überlagerung desselben durch die hangende Grundmoräne mehrfach in interessanter Weise zu sehen. Gleich am ersten großen Konglomeratfelsen, den man am Fahrweg ins Gamperdonatal hinein begegnet, lagert ein Rest von stark bearbeiteter Grundmoräne dem Konglomerat auf (Fig. 6). Die Grundmoräne enthält zahlreiche uralpine Gesteinsstücke und gekritzte Kalkgeschiebe.

Sie ist in deutlicher Weise erst dem tieferodierten Konglomerat angelagert.

Dieselbe Erscheinung können wir weiter taleinwärts vor dem Anstieg zur Budershöhe ebenfalls am Fahrwege beobachten. Hier lagert eine mit Mehlsandlagen wechselnde Grundmoräne einer alten Erosionsschulter des Konglomerats (Fig. 7) auf. Die Grundmoränendecke steigt zu beiden Talseiten noch weit über die höchsten Konglomeratfelsen empor.

Bemerkenswert ist die Erscheinung, daß wir am Aufstieg von Nenzing zum Eingang ins Gamperdonatal über dem Grundgebirgssockel eine Terrasse von losen Illschottern treffen, die bei der Kapelle 761 *m* von Grundmoräne bedeckt werden. Von der Kapelle einwärts wechselt dann mehrfach Grundmoräne mit Schottern und Mehlsanden. Schotter und Grundmoräne sind hier nicht zu trennen, in den Schottern

Fig. 7.



Querschnitte durch die Gamperdonaschlucht nördlich der Budershöhe.

1 = Grundgebirge. — 2 = Konglomerat. — 3 = Konglomerat mit Sandsteinlagen. — 4 = Grundmoräne.

A—B = Fahrweg.

liegen öfters gekritzte Geschiebe und in den Grundmoränen sind Mehlsandkeile eingefügt. Wahrscheinlich wurden diese losen Schuttmassen beim Rückzug der letzten Vergletscherung abgelagert und mit den Grundmoränen zusammengeschwemmt.

Innerhalb des Gamperdonakonglomerats lagert in der Gegend der Kapelle bei der Kühbrücke eine Herde von riesigen Verrucano- und Gneisblöcken herum. Sie dürften ebenfalls vom Rückzug der Würmvergletscherung stammen.

Wesentlich andere Grundzüge zeigt die Verbauung des Großen Walsertales. Anschließend an die zumeist von Flysch erbaute Felsfurchenlandschaft oberhalb von Thüringen zieht sich am Nordufer des Lutzbaches eine hoch ansteigende, vielfach zerstückelte Terrasse ins Große Walsertal hinein.

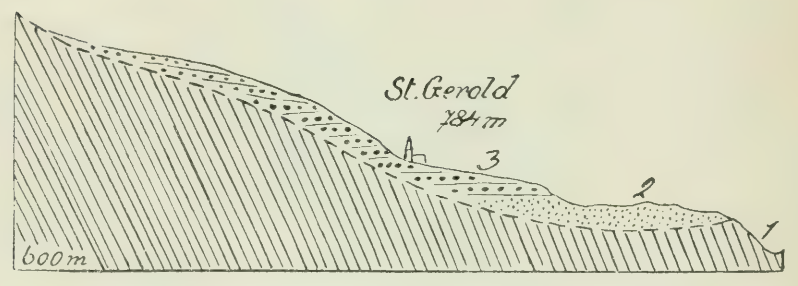
Die tiefen Querschluchten, welche diese Terrasse zerschneiden, lassen ihren Aufbau gut verfolgen. Wir haben hier nördlich der jetzigen Schlucht des Lutzbaches eine alte Talfurche vor uns, die

unten mit riesigen Massen von Grundmoränen, oben mit kalkalpinen Schottern ausgefüllt ist. Diese alte Talrinne scheint talauswärts anzusteigen. In der Gegend von Raggal tritt sie auf die südliche Talseite über und verschwindet dann außerhalb von Garsella. Der Marulbach hat ebenfalls bei Platzern eine verschüttete Talstrecke, welche er heute in einer östlicher gelegenen Felsschlucht umgeht.

Diesen umfangreichen Talverlegungen entsprechen die mächtigen, noch heute im Großen Walsertal erhaltenen Schuttmassen.

Während wir in der Bürser Schlucht und im Gamperdonatal vorzüglich Schotter an der Verschüttung beteiligt fanden, nimmt hier die liegende Grundmoräne in bedeutenden Massen daran teil (Fig. 8, 9). Diese Grundmoräne ist durchaus stark bearbeitet und reichlich mit gekritzten Geschieben durchknetet. Uralpine Geschiebe habe ich trotz vielem Suchen keine darin gefunden. Trias-, Lias-, Jura- und Flyschgesteine sind in zahlreichen Varietäten unter den Geschieben ver-

Fig. 8.



Querschnitt durch die Terrasse des Großen Walsertales.

1 = Grundgebirge. — 2 = Grundmoräne. — 3 = Schotter.

treten. Am massenhaftesten kommen wohl Flyschgesteine und Hauptdolomit vor.

Die Mächtigkeit der aufgehäuften Grundmoränen übersteigt stellenweise 100 *m*. Schichtung habe ich nirgends beobachten können. Die darüber lagernden Schuttmassen beginnen manchmal, wie zum Beispiel westlich vom Höllentobel, mit Lehm- und Mehlsandlagen. Diese Einschaltungen erreichen aber keine beträchtliche Ausdehnung. Darüber treten dann kalkalpine, schlechtgerollte Schotter auf. Diese sind in den unteren Lagen meist flach geschichtet, in den oberen hingegen weisen sie meistens schräge Schichtung auf, welche bald talaus, talein oder hangwärts gerichtet ist.

Die Mächtigkeit dieser Schotterbildungen beträgt zirka 200 *m*.

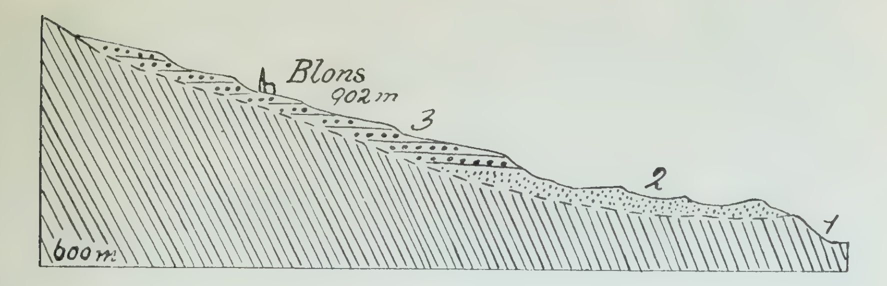
Da die Schotter wasserdurchlässig sind, treten an der oberen Grenze der Grundmoränen an vielen Stellen Quellen aus, welche häufig mit ihrem hohen Kalkgehalt den Untergrund mit Sinterkrusten bekleiden.

Der doppelte innere Bestand der Terrasse tritt schon äußerlich klar hervor, da die Grundmoränen in schmalen zeltartigen Kämmen

und vielzerteilten Furchen verwittern, während die Schotter zur Bildung von flachen gestuften Terrassen und kleinen Plateaus neigen.

Bei St. Gerold, Blons und Raggal reichen die Schotter noch heute bis gegen 1000 *m* Höhe empor. Uralpine Bestandteile sind nur äußerst selten darin verborgen. Bei Punkt 859 *m* in der Nähe des Valentschinabaches habe ich einen Gneisblock in den Schottern gesehen. Bemerkenswert ist die Beobachtung, daß in den schräg geschichteten Schottern nicht selten gestritzte Geschiebe eingeschlossen sind. Wahrscheinlich stammen diese Einschlüsse von der hangenden Grundmoräne, die am höheren Berggehänge vielfach erhalten ist. Dieselbe übersteigt zum Beispiel noch in großer Mächtigkeit das 1460 *m* hohe Faschinajoch. Im inneren Teil des Großen Walsertales lagern in der Gegend von Seeberg mächtige Schottermassen. Von dort einwärts gewinnen die Lager der hangenden Grundmoräne bedeutende Erstreckungen. Während nach diesen Beobachtungen sowohl in den Grundmoränen als auch in den Schottern des Großen Walsertales beinahe

Fig. 9.



Querschnitt durch die Terrasse des Großen Walsertales.

1 = Grundgebirge. — 2 = Grundmoräne. — 3 = Schotter.

ausschließlich kalkalpines Material verarbeitet liegt, finden wir am Fuß der Thüringer Terrasse gleich westlich vom Orte eine niedrige Terrasse, welche von bunt gemischten Flußschottern aufgebaut wird.

Diese Schotter umschließen viele uralpine Blöcke (Gneise, Glimmerschiefer, Amphibolite). Eine ziemlich reiche Saat von freien, uralpinen Irrblöcken überzieht zudem die Felsterrassen zwischen Thüringen und Schnifis.

An der Öffnung der Lutzschlucht bei Ludesch treffen wir über einem Rest von stark bearbeiteter Grundmoräne, welcher fast bis zur jetzigen Taltiefe niederreicht, sandige Bändertone und kalkalpine Schotter.

Alle diese Bildungen dürften vom Rückzug der Würmvergletscherung abstammen.

Versuchen wir nun ein gemeinsames Bild dieser Verbauungen zu gewinnen.

In der Bürser Schlucht haben wir über geringen Massen von liegender Grundmoräne konglomerierte Illschotter getroffen. Sie streichen

zwischen 570—720 *m* aus und stellen jedenfalls nur einen dürftigen Rest einer weit mächtigeren Aufschüttung vor.

Das Gamperdonakonglomerat erscheint zwischen 700—1100 *m* eingeordnet. Ich fasse beide Bildungen zusammen, indem ich in dem Bürser Konglomerat die Liegendentwicklung, in dem Gamperdonakonglomerat die dazugehörige, weiter vom Haupttal zurückliegende Hangendentwicklung einer einheitlichen großen Talverschüttung erkenne.

Die Erhaltung der einzelnen Reste trägt bei dem heutigen Stande unserer Erfahrungen vielfach noch den Charakter von zufälligen, nicht genauer überblickbaren Erscheinungen an sich.

Dieser fast lediglich von Schottern besorgten Aufschüttung steht die Verbauung des Großen Walsertales durch die starke Anteilnahme von Grundmoräne als neuer Typus gegenüber. Hier sind auch die Schotter nur stellenweise etwas verkittet. Die Erhaltung so beträchtlicher Massen von älterer Grundmoräne ist wahrscheinlich auf die durch ihre Einfüllung bewirkte Talumschaltung zurückzuführen.

Die gewaltigen Aufschüttungen im Illgebiete, welche durch diese Beobachtungen angezeigt werden, entsprechen wahrscheinlich den analogen Vorgängen im Inntalbereiche.

Hier wie dort können die Aufschüttungen weder als lokale Stauungen hinter vorliegenden Eisdämmen, noch als Schuttlieferungen vordringenden Eises aufgefaßt werden. Sie haben ihre Ursache in bedeutenden Gefällsveränderungen, welche die Bäche und Flüsse zu weitausgreifenden Schuttabladungen zwangen.

Diese Einsenkungsperiode wurde aber schon lange vor dem Anzug der letzten Eiszeit abgeschlossen, denn wir wissen, daß die hangenden Grundmoränen dieser Vergletscherung bereits den tief erodierten Sedimenten der Aufschüttung auflagern. Das Heranrücken der Gletscher begann somit erst nach einer neuerlichen Gebirgserhebung.

Wenn wir dieses wichtige Ergebnis aus dem Ill- ins Inngebiet übertragen dürfen, so müssen wir wohl entgegen unserer früheren Anschauung den größten Teil der Diskordanz zwischen Terrassensedimenten und hangender Grundmoräne einer vorangegangenen Wassererosion zuschieben.

Über die Löslichkeit von Aluminiumhydroxyd in Aluminiumsulfatlösungen und zur künstlichen Darstellung von Alumian.

Von **R. Kremann** und **K. Hüttinger**.

Mit 5 Zinkotypien im Text.

Es ist bekannt, daß sich Aluminiumhydroxyd in wässerigen Lösungen von Aluminiumsulfat bis zu einem gewissen Grade löst. Wir konnten bei unseren Versuchen jedoch die Tatsache feststellen, daß sich frisch gefälltes Aluminiumhydroxyd am besten und raschesten in Aluminiumsulfatlösungen auflöst.

Je länger das Tonerdehydrat (Aluminiumhydroxyd) selbst in wässriger Suspension steht, um so schwerer gelingt es, den Sättigungspunkt von Aluminiumhydrozyd in den Aluminiumsulfatlösungen verschiedener Konzentration zu erreichen.

Daß es sich bei diesem Lösungsvorgang nicht etwa um Bildung kolloidaler Lösungen handelt, wie unter anderen für Lösungen von Zink- und Chromhydroxyd von einigen Forschern angenommen wurde, dafür spricht schon der Umstand, daß es gelingt, einen genau definierten Sättigungspunkt von Aluminiumhydroxyd in den Aluminiumsulfatlösungen zu erreichen.

Der Grund des Lösungsvorganges von Aluminiumhydroxyd in Aluminiumsulfaten liegt zweifelsohne in chemischen Ursachen, wie am naheliegendsten ist in der Bildung von basischen Aluminiumsalzen, Aluminiumhydratosulfaten. Man kennt eine ganze Reihe von diesen Salzen, die sich teilweise aus Aluminiumhydroxyd durch Ersatz der Hydroxydgruppen durch den zweibasischen Säurerest SO_4 herleiten. Es entspricht dem Hydroxyd $Al_2O(OH)_4$ das Salz $Al_2O(SO_4)_2$ und dem Hydroxyd $AlO.OH$ das Salz $(AlO)_2SO_4$. Einzelne dieser Salze entsprechen in der Natur vorkommenden Mineralien, so zum Beispiel:

Felsöbanit der Zusammensetzung $(Al_2O_3)_2\ SO_3 + 10\ H_2O$
Paraluminit „ „ $(Al_2O_3)_2\ SO_3 + 15\ H_2O$
Aluminit „ „ $Al_2O_3\ SO_3 + 9\ H_2O$
Alumian „ „ $Al_2O_3\ 2\ SO_3 + 12\ H_2O$ etc.

Außer diesen auch künstlich dargestellten basischen Sulfaten sind in der Literatur noch solche anderer Zusammensetzung beschrieben worden. Schreiben wir ganz allgemein diese Salze, wie früher

üblich, als zusammengesetzt aus wasserfreier Tonerde und dem Rest SO_3, aus Gründen der Übersichtlichkeit, so daß reinem Aluminiumsulfat demgemäß die Formel

$$Al_2O_3 \,.\, 3\,SO_3 + 18\,H_2O$$

zukommt, sind in der Literatur nachstehende Salze beschrieben worden:

1. $Al_2O_3 \,.\, 2\,SO_3 + H_2O$. Dieses Salz wurde von Maus beim Lösen von feuchtem Tonerdehydrat in mäßig konzentrierten Lösungen von Aluminiumsulfat als gummiartige Substanz erhalten [1]. Das Salz mit 12 Wasser, identisch mit dem natürlichen Alumian, wurde von Marguerite [2] durch vorsichtiges Erhitzen des Ammoniumalauns in Rhomboedern erhalten.

2. $Al_2O_3 \,.\, SO_3 + 9\,H_2O$ wurde beim Kochen der Lösung des vorigen Salzes mit viel H_2O erhalten, sowie beim Versetzen des neutralen Salzes mit NH_3 bis zur alkalischen Reaktion [3].

Das Salz mit 6 Wasser erhielt Böttinger durch Erhitzen des neutralen Salzes mit $NaCl$ und H_2O auf 130—140° [4].

3. $2\,Al_2O_3 \,.\, SO_3 + 10\,H_2O$ findet sich als Felsöbanit, $2\,Al_2O_3 \,.\, SO_3 + 15\,H_2O$ als Paraaluminit in der Natur. W. Crum. [5] erhielt ersteres Salz durch Kochen einer Lösung von Aluminiumsulfat mit wässeriger H_2SO_4 [6].

4. $3\,Al_2O_3 \,.\, 4\,SO_3 + 30\,H_2O$ erhielt Rammelsberg bei längerem Stehen einer gesättigten Lösung von Tonerdehydrat in verdünnter H_2SO_4 [7].

5. $5\,Al_2O_3 \,.\, 3\,SO_3 + 20\,H_2O$ erhält man nach Debray [8] durch Kochen einer überschüssigen Lösung des neutralen Salzes mit Zn in einer Platinschale als körnigen Niederschlag.

6. $8\,Al_2O_3 \,.\, 5\,SO_3 + 25\,H_2O$ erhielt Löwe [9] in ähnlicher Weise. Nach Debray [10] hat das Salz die Formel:

7. $4\,Al_2O_3 \,.\, 3\,SO_3 + 36\,H_2O$.

Ferner sind beschrieben worden die Salze:

8. $5\,Al_2O_3 \,.\, 2\,SO_3$ von Marchand [11] und Erdmann [12].
9. $2\,Al_2O_3 \,.\, 3\,SO_3$ von Gabel [13] und Mill [14].
10. $3\,Al_2O_3 \,.\, 2\,SO_3$ von Lassaigne [15].

---

[1]) Maus, Pogg. Ann. XI. 80 Cv. XC 1354.
[2]) C. v. 90, 1354.
[3]) Maus (l. c.), Berzelius J. p. Ch. 39, I; Debray Bull. Soc. Chim. (II) VII. 9.
[4]) A. 224, 224.
[5]) A. 89, 174.
[6]) Vergl. Phillips, Annale of Philosophy IV, 260. Steinberg, J. f. pr. Chemie 32, 495.
[7]) Pogg. Ann. 43, 583.
[8]) Bbl. [2], 7, 9.
[9]) J. pr. Ch. 79, p. 428.
[10]) Bull. Soc. Chim. 21, VII. 9.
[11]) J. p. Ch. 32, 506.
[12]) Jahrb. d. Chemie u. Phys. 1831 ff.
[13]) Jahrb. d. Phys. u. Chemie, 1830, III.
[14]) Mill, Quart. J. Sci I. 1828, 302.
[15]) Ann. d. Chemie 29, 27.

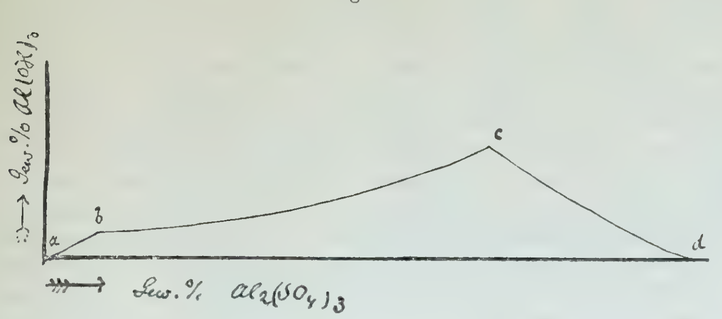
11. $3\,Al_2O_3 \,.\, 4\,SO_3 + 9\,H_2O$ von Athanasesco[1]) durch Erhitzen einer $3^0/_0$ igen Lösung des neutralen Salzes auf 250° in Rhomboedern.

Pickering hält die meisten basischen Sulfate für Gemenge. Nur solche, deren Zusammensetzung in der Natur vorkommenden Mineralien entspricht, hält der genannte Autor für einheitliche chemische Individuen.

Nachdem wir nun festgestellt hatten, daß der Lösungsvorgang von Aluminiumhydroxyd in Aluminiumsulfatlösungen kein kolloidaler ist, sondern jedenfalls in der Bildung basischer Sulfate zu suchen ist, stellten wir uns zur Aufgabe zum Nachweis letzterer Annahme die Anzahl und Zusammensetzung der Bodenkörper zu ermitteln, die von Aluminiumhydroxyd gesättigten Aluminiumsulfatlösungen verschiedenster Konzentration vorliegen.

Zu diesem Zwecke untersuchten wir die Änderung der Löslichkeit von Aluminiumhydroxyd mit dem Gehalte der Aluminiumsulfatlösungen. Bekanntlich geht mit jeder Änderung der Zusammensetzung

Fig. 1.



des Bodenkörpers eine sprungweise Änderung des Verlaufes der Löslichkeitskurve Hand in Hand. Man kann also aus dem Verlaufe der Löslichkeitskurve von $Al(OH)_3$ aus Lösungen von Aluminiumsulfat verschiedener Konzentrationen feststellen, wie viel verschiedene Bodenkörper vorliegen oder im weiteren, wie viel verschiedene Verbindungen sich aus solchen Lösungen ausscheiden werden. Wir haben die diesbezüglichen Löslichkeitsverhältnisse bei drei verschiedenen Temperaturen, bei 20, 40 und 60° durchgeführt. Bei allen drei Temperaturen ist das Bild der Löslichkeitskurve das beistehende, wenn wir als Abszissen die Konzentration des Aluminiumsulfats, als Ordinaten die des Hydroxyds auftragen. (Fig. 1.) Man kann ganz scharf drei verschiedene Teile der Löslichkeitskurven unterscheiden. Während konzentrierte Aluminiumsulfatlösungen nur wenig $Al(OH)_3$ lösen, nimmt mit sinkendem Gehalt an Aluminiumsulfat die Löslichkeit an Aluminiumhydroxyd zu (*dc* Fig. 1), um bei einer Konzentration von $32^0/_0$ $Al_2(SO_4)_3$ bei 20°, bezw. $28^0/_0$ bei 40° und $38^0/_0$ bei 60° ein Maximum

---

[1]) C. v. 103, 271.

(*c* Fig. 1) zu erreichen. Mit weiter sinkender Konzentration des $Al_2(SO_4)_3$ nimmt nun die Löslichkeit an $Al(OH)_3$ ab (*cb* Fig. 1), um bei Konzentrationen von 8·6 (20°), 7·3 (40°) und 8·3 (60°) einen neuerlichen Knickpunkt (*b* Fig. 1) aufzuweisen.

Bei weiterem Sinken der $Al_2(SO_4)_3$ Konzentration nimmt auch die Löslichkeit an Aluminiumhydroxyd rasch ab (*ab* Fig. 1). Den drei verschiedenen Stücken der Löslichkeitskurve entsprechen drei verschiedene Bodenkörper, deren Zusammensetzung durch Analyse der Kristalle ermittelt wurde, die sich bei isothermer Einengung aus Lösungen entsprechender Konzentration ausscheiden.

1. Aus konzentrierten Lösungen scheidet sich im Konzentrationsintervall *cd* reines Aluminiumsulfat mit 16 Mol. Wasser aus.

2. Aus mittelkonzentrierten Lösungen, dem Intervall *bc* entsprechend scheiden sich Kristalle der Zusammensetzung $Al_2O_3 \,.\, 2\, SO_3$ $12\, H_2O$ aus, also der in der Natur vorkommende Alumian.

3. Aus ganz verdünnten Lösungen im Intervall *ab* also liegt, wie aus der deutlichen Richtungsänderung der Löslichkeitskurve zu sehen ist, ein von den früheren verschiedener Bodenkörper vor. Wir vermuten, daß es ein Al_2O_3 reicheres Sulfat ist, konnten jedoch diese Vermutung nicht bestätigen, da durch Analyse infolge der geringen Konzentration der beiden Stoffe die sich ausscheidenden Kristalle nur in ganz geringer Menge zu erhalten waren.

Im weiteren konnten wir durch Messung der Konzentration der Ionen einer Aluminiumsulfatlösung vom Prozentgehalt 26·15 einerseits, einer gleichkonzentrierten an $Al(OH)_3$ gesättigten Aluminiumsulfatlösung anderseits zeigen, daß die Hydrolyse der ersteren geringer ist als die der letzteren. Es ist also das Aluminiumhydroxyd, von dem sich Aluminiumsulfat ableitet, eine stärkere Base, als diejenige Base, von der sich der Alumian ableitet.

Wir müssen annehmen, daß die Bildung von basischen Aluminiumsulfat, als welches der Alumian aufzufassen ist, dadurch erfolgt, daß Hydroxylgruppen durch den Rest SO_4 ersetzt werden:

$$\begin{array}{ccccc} Al\begin{matrix}/OH & OH\backslash \\ \backslash OH & OH/\end{matrix}Al & \rightarrow & Al\begin{matrix}/\quad SO_4 & \backslash \\ \backslash OH & OH/\end{matrix}Al & \rightarrow & Al\begin{matrix}/SO_4\backslash \\ \backslash SO_4/\end{matrix}Al \\ \diagdown O \diagup & & \diagdown O \diagup & & \diagdown O \diagup \\ 1 & & 2 & & 3 \end{array}$$

Betrachten wir ein Aluminiumhydroxyd, das schon ein SO_4 aufgenommen hat, als Base, von der sich Alumian durch Eintritt eines weiteren Restes SO_4 ableitet (Formel 2), so ist leicht einzusehen, daß dieses Hydroxyd schwächer d. h. weniger elektropositiv sein wird durch Eintritt des Restes SO_4 als reines Aluminiumhydroxyd. So wäre notdürftig eine Erklärung zu finden dafür, daß das Experiment in Alumianlösungen eine stärkere Hydrolyse erkennen ließ.

Im weiteren versuchten wir schließlich noch der Frage näherzutreten, ob außer Aluminiumsulfat mit 18 und, wie ein solches von uns gefunden worden war, mit 16 Wasser noch andere Hydrate existieren, und ebenso ob auch wasserärmere Hydrate außer dem Alumian mit 12 Mol. Wasser existieren.

Durch Bestimmung der Maximaltension verschieden stark entwässerter Proben beider Stoffe nach der Müller-Erzbachschen Metode, wie sie im experimentellen Teil ausführlich beschrieben ist, konnten wir nachweisen, daß außer Aluminiumsulfat mit 18 und 16 Mol. Wasser auch solche mit 12 und 2 Mol Wasser existieren.

Außer Alumian mit 12 Mol. Wasser existieren nur noch Salze mit 11 und 10 Mol. Wasser, welch letzteres direkt in anhydrisches Salz zerfällt, ohne Bildung wasserärmer Hydrate.

Experimenteller Teil.

Löslichkeitsbestimmungen von Aluminiumsulfatlösungen, die mit Aluminiumhydroxyd gesättigt sind.

Zwecks Bestimmung der Löslichkeit von Aluminiumhydroxyd in Aluminiumsulfatlösungen verschiedener Konzentrationen, wurden ca. 200 *cm* fassende Fläschchen aus Jenaer Glas mit ca. 50 *cm* Aluminiumsulfatlösungen verschiedener Konzentrationen gefüllt und zwar ungefähr doppelt so stark, als für den betreffenden Versuch beabsichtigt war. Dies hatte seinen Grund in dem Umstand, daß das Aluminiumhydroxyd nicht in wasserfreiem Zustande sondern in wässriger Suspension zugefügt wurde. Wir gaben zu den 50 *cm* der Aluminiumsulfatlösungen ungefähr das gleiche Volumen einer wässrigen Suspension von Aluminiumhydroxyd, so daß dann die schließliche Konzentration des Aluminiumsulfats etwa halb so viel betrug als der ursprünglich angewandten Lösung entsprach. Um Sättigung an $Al(OH)_3$ zu erzielen, sorgten wir natürlich dafür, daß immer noch ein Überschuß an Aluminiumhydroxyd vorhanden war. Das Aluminiumhydroxyd wurde für jeden Versuch aus Aluminiumsulfatlösungen durch NH_3 frisch gefällt und solange gewaschen bis im Waschwasser kein NH_3 nachzuweisen war. Es ist notwendig, stets frisch gefälltes Hydroxyd zu den Versuchen zu verwenden, da Hydroxyd das selbst in wässriger Suspension längere Zeit steht, in den Aluminiumsulfatlösungen schwerer löslich wird, so daß der Sättigungspunkt nicht erreicht wird. Der Grund hiervon dürfte eben darin liegen, daß das Hydroxyd Wasser abspaltet, wodurch weniger OH-Gruppen zum Ersatz durch SO_4 des Aluminiumsulfats zur Verfügung stehen.

Die nun nach oben beschriebener Weise montierten Fläschchen wurden gut mit Kautschukstöpseln verschlossen und im Thermostaten bei 20, 40 und 60° längere Zeit geschüttelt, meist ca. 3 Tage. Nach dieser Zeit war in allen Fällen Sättigung der Aluminiumsulfatlösungen an Hydroxyd eingetreten, wie wir uns durch besonders angestellte Versuche überzeugen konnten. Nun wurde bei gleicher Temperatur der Bodenkörper absitzen gelassen und die überstehende Flüssigkeit rasch in Wägegläschen gefüllt. Für jede Konzentration der $Al_2(SO_4)_3$ Lösung wurden mindestens zwei Proben entnommen. Die eine wurde zur Bestimmung des Aluminiums, die andere zur Bestimmung der Schwefelsäure verwendet.

Das gesamte vorhandene Aluminium wurde durch Eindampfen der Lösung und Glühen des Rückstandes im Platintiegel bis zur

Gewichtskonstanz als Al_2O_3 bestimmt. (Das vorhandene Sulfat geht hierbei unter Abgabe von Schwefelsäure in Oxyd über.)

Die Schwefelsäure wurde in der zweiten Probe durch Ausfällen mit $Ba\,Cl_2$ in saurer Lösung in bekannter Weise als $Ba\,SO_4$ bestimmt. Aus dem erhaltenen $Ba\,SO_3$ wurde die Menge Aluminiumsulfat berechnet, die in der untersuchten Lösung vorhanden war. Aus der Differenz zwischen dem dieser Menge Aluminiumsulfat entsprechenden $Al_2\,O_3$ und dem auf gleiche Mengen der Lösung bezogenen Gesamtaluminiumoxyd, wie er sich aus dem zweiten zur Analyse verwendeten Teil ergiebt, läßt sich die Menge gelösten $Al(OH)_3$ berechnen.

Die nun folgenden Tabellen geben die diesbezüglichen Versuchsdaten bei 20, 40 und 60° wieder.

Tabelle I (20°).

Nr.	Gramme Lösung zur Bestimmung von gefundener Menge von				Daraus berechnet		100 T. H_2O enthalten	
	SO_3	Al_2O_3	$Ba\,SO_4$	Al_2O_3	$Al_2(SO_4)_3$	$Al(OH)_3$	$Al_2\,SO_4$	$Al(OH)_3$
1	6·7635	7·8545	0·3205	0·0620	0 1564	0·0101	2·37	0·15
2	2 8825	5·0970	0 2296	0·0640	0·1120	0 0042	4·06	0·15
3	6·1500	4 8830	0·8440	0·1165	0·4120	0·0361	7·23	0·63
4	10·4565	4 7640	1·6585	0 1420	0 8096	0·1802	8·49	1·04
5	1·3535	2·7350	0·2970	0·1045	0·1452	0·0128	12·15	1·07
6	3·7805	4·3415	0·9235	0·1775	0·4514	0 0303	13·69	0·92
7	3·2735	4 0010	0·8460	0·1740	0·4134	0·0292	14·60	1·03
8	0 9035	0·7905	0 2780	0 0410	0·1359	0 0098	17·93	1·29
9	3·0830	4·1320	1·2235	0·2875	0 5980	0·0552	20·65	1·49
10	4.0920	4 3840	1·4645	0·2680	0·7149	0·0559	21 53	1·68
11	3·8340	4·0120	1·5220	0 2785	0·7436	0·0676	24·61	2 24
12	3 5155	3 7845	1·5280	0·2985	0 7469	0 0832	27 81	3 09
13	1 9725	1·9430	0 8875	0 1600	0·4338	0·0503	29 15	3·38
14	2·0320	7.7350	1·0530	0 6325	0·5147	0·0193	34·36	1·29
15	2 4925	4·5205	1·3055	0 3645	0·6381	0·0168	34 73	0·92

Tabelle II (40°).

Nr.	Gramme Lösung zur Bestimmung von gefundener Menge von				Daraus berechnet		100 T. H_2O enthalten	
	SO_3	$Al_2\,O_3$	$Ba\,SO_4$	Al_2O_3	$Al_2(SO_4)_3$	$Al(OH)_3$	$Al_2(SO_4)_3$	$Al(OH)_3$
1	5 3995	7·9770	0·5415	0·1820	0·2643	0·0676	5·22	1 33
2	6·0780	6 6100	0·6495	0·1565	0·3171	0·0751	5 58	1·32
3	2 6955	2·9190	0·4410	0·1010	0·2156	0·0443	8 85	1·82
4	5·3005	7 7585	1·1225	0 3170	0·5480	0·0807	11·77	1·73
5	5·0950	5 1845	1·3375	0·2435	0·6529	0·0674	14·93	1·54
6	3 5845	4·4720	1 5285	0·3120	0 7470	0·0416	17·48	1·49
7	3·5490	4·0310	1 2140	0·2480	0 5932	0·0628	20·50	2·17
8	5·6950	6·1990	2·0170	0·4060	0 9860	0·1204	21·50	2 62
9	8 5020	10·2545	3·3865	0·7905	1·6532	0 2466	25·04	3·74
10	5 3380	7·0125	2·5995	0·5320	1·2706	0·1070	32 08	2·70
11	2·4545	3·3270	1 2380	0 2760	0·6050	0 0352	33·36	1·94
12	4·8225	6 1770	2·6695	0·5365	1·3030	0·0450	37 50	1·12
13	5·4125	6·2440	2·9990	0·5325	1·4655	0·0367	37·50	0·94
14	8·3800	5·7255	4·9170	0 4150	2·4035	0·0286	40·40	0·48

Tabelle III (60°).

Nr.	Gramme Lösung zur Bestimmung von		gefundener Menge von		Daraus berechnet		100 T. H_2O enthalten	
	SO_3	Al_2O_3	$BaSO_4$	Al_2O_3	$Al_2(SO_4)_3$	$Al(OH)_3$	$Al_2(SO_4)_3$	$Al(OH)_3$
1	2·0780	1·8880	0·1325	0·0265	0·0647	0·0151	3·24	0·75
2	2·7915	2·6065	0·4535	0·1005	0·2214	0·0633	8·83	2·53
3	4·7320	4·5585	1·6405	0·2755	0·8017	0·0714	12·67	1·85
4	5·9255	5.4365	2·2935	0·3950	1·1210	0·1463	24·07	3·14
5	6·2160	7·2080	2·9445	0·6670	1·4374	0·2226	31·55	4·89
6	6·7870	7·1000	3·9705	0·7945	1·9410	0·2576	42·38	6·02
7	3·3635	3·8235	2·2730	0·4005	1·1060	0·0317	49·85	1·42

Die erste Spalte der Tabellen trägt fortlaufend die Versuchsnummer. Die zweite und dritte Spalte gibt die Gramme Lösung an, wie sie zur Bestimmung der Schwefelsäure, bezw. des Gesamtaluminiums verwendet wurden. Die vierte und fünfte Spalte gibt die gefundenen Mengen $Ba\,SO_4$ und Al_2O_3 wieder, die sechste und siebente Spalte die daraus berechnete Menge $Al_2(SO_4)_3$ und $Al(OH)_3$, bezogen auf das angegebene jeweilige Gewicht der Lösung. Die achte und neunte Spalte endlich geben die Löslichkeit beider Stoffe, bezogen auf 100 Teile Wasser wieder.

Tragen wir die Löslichkeit von $Al(OH)_3$ als Ordinaten-, die entsprechende Konzentration der Lösung von Aluminiumsulfat als Abscissenachse in einem Koordinatensystem ein, so erhalten wir bei allen drei Temperaturen Löslichkeitskurven, die scharf drei Teile erkennen lassen. (Siehe Figur 2.)

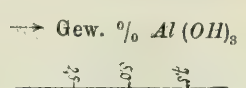
Wir können also auf die Existenz dreier verschiedener Bodenkörper schließen. Um die Zusammensetzung derselben zu erfahren, haben wir die aus Lösungen, die verschiedenen Stücken der Löslichkeitskurven entsprechen, ausscheidenden Kristalle analysiert.

Nachstehende Tabelle IV gibt die diesbezüglichen Versuchsergebnisse wieder:

Tabelle IV.

Kristallanalysen und Formeln.

	Tab.	Nummer	Analyse der Lösung		Analyse der Kristalle		Mutmaßliche Formel	Theoretische Werte für die Formel	
			$Al_2(SO_4)_3$	$Al(OH)_3$	SO_3	Al_2O_3		SO_3	Al_2O_3
1	20°	7	13·69	0·92	33·54	21·33	$Al_2O_3 . 2SO_3 . 12H_2O$	33·47	21·34
2	40°	10	32·08	2·70	38·44	16·68	$Al_2O_3 . 3SO_3 . 16H_2O$	38·10	16·21
3	40°	13	37·50	0·94	38·70	16·40	"	38·10	16·21
4	60°	3	12·67	1·85	33·48	21·29	$Al_2O_3 . 2SO_3 . 12H_2O$	33·47	21·34
5	60°	5	31·55	4·89	33·50	21·37	"	33·47	21·34
6	100°	—	18·02	1·75	34·70	20·93	"	33·47	21·34
7	100°	—	26·24	3·42	34·64	20·50	"	33·47	21·34



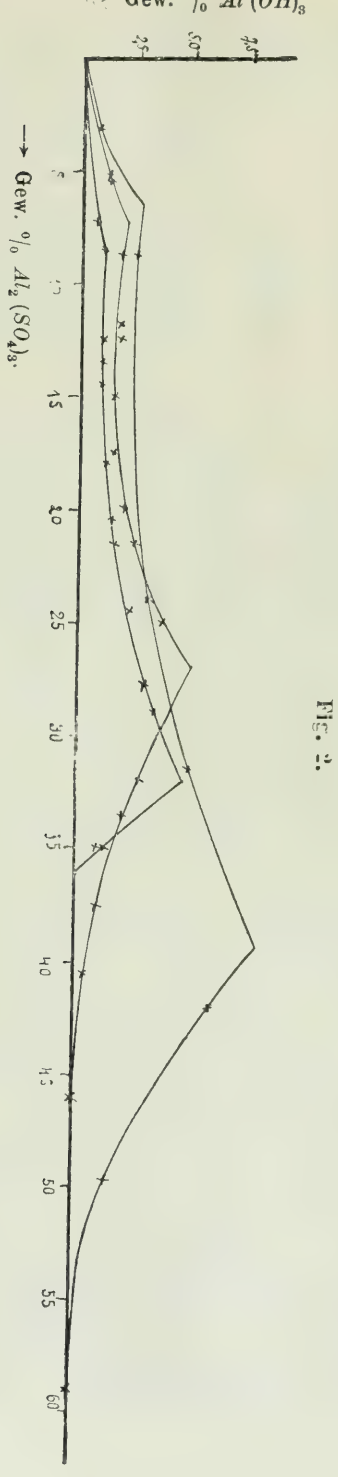


Fig. 2.

Die zur Gewinnung der Kristalle verwendeten, an $Al(OH)_3$ gesättigten Aluminiumsulfatlösungen verschiedener Konzentration Nr. 1—5 waren Lösungen, die auch zu Löslichkeitsbestimmungen verwendet wurden, deren Resultate in den Tabellen 1—3 niedergelegt sind. Die zweite Spalte der Tabelle 4 gibt den diesbezüglichen Hinweis, mit welcher Lösung der Tabellen 1—3 die zur Gewinnung der Kristalle verwendete Lösung identisch war. Die beiden folgenden Spalten geben die Konzentration der Lösung an $Al(OH)_3$ und $Al_2(SO_4)_3$ in 100 Teile Wasser wieder, wie sich selbe aus den in den Tabellen 1—3 ausgeführten Analysen ergibt.

Für die beiden Versuche 8 und 7, die mit eigens hergestellten Lösungen gemacht wurden, ist die Konzentration der beiden Stoffe durch eigene Analysen festgestellt worden und das Endresultat in der dritten und vierten Spalte der Tabelle eingetragen.

Die durch isotherme Einengung erhaltenen Kristalle wurden lufttrocken gemacht und in zwei Partien nach früher beschriebener Methode der Gehalt an SO_3 und $Al_2 O_3$ bestimmt. Die Differenz auf die Gesamtmenge ergab den Wassergehalt der Kristalle. Die folgende Spalte gibt die aus den Analysen berechnete Formel, während die nun folgenden zwei Spalten der Tabelle die für diese Formeln berechneten theoretischen Werte an SO_3 und $Al_2 O_3$ wiedergeben. Die Kristalle, die aus den den Versuchen 2 und 3 entsprechenden Lösungen erhalten wurden, also dem ersten Teil der Löslichkeitskurve *c d* entsprechen, stellen reines Aluminiumsulfat mit 16 Mol. Wasser dar.

Alle übrigen Kristallisationsversuche wurden mit Lösungen angestellt, die dem zweiten Teil der Löslichkeitskurve *c b* Fig. 1 entspricht. Bei den verschiedensten Konzentrationen des Aluminiumsulfats wurde stets nur eine Kristallart erhalten und zwar die Zusammensetzung $Al_2 O_3 . 2 SO_3 . 12 H_2 O_3$, entsprechend dem natürlich vorkommenden Alumian.

Was den dritten Teil der Löslichkeitskurve anlangt, der sehr verdünnten Aluminiumsulfatlösungen entspricht, so war zu erwarten, daß hier ein höher basisches, also aluminiumreicheres Sulfat als Bodenkörper vorläge, vielleicht der natürlich vorkommende Aluminit der Formel $Al_2 O_3 . SO_3 \; 9 \; H_2 O$. Diese Vermutung konnten wir jedoch nicht direkt nachweisen, da es nicht gelang durch isotherme Einengung eine zur Analyse genügende Menge von Kristallen zu erhalten. Als wir die Einengung weiter trieben, erhielten wir eine etwas größere Menge rhomboedischer Kristalle, die sich jedoch als reines Aluminiumsulfat erwiesen.

Theoretisch ist natürlich ausgeschlossen, daß reines Aluminiumsulfat als Bodenkörper bei diesen verdünntesten Aluminiumsulfatlösungen vorliegt.

Wir kommen also zum folgenden Schlusse:

1. Die Löslichkeit von Aluminiumhydroxyd in Aluminiumsulfatlösungen nimmt, wenn wir von einer konzentrierten Aluminiumsulfatlösnng ausgehen, mit sinkender Konzentration und zwar bis zu einer solchen von 38% $Al_2(SO_4)_3$ bei 60°, 32% bei 20° und 28% bei 40° zu und erreicht in diesen Konzentrationspunkten ein Maximum. In diesem Konzentrationsintervall liegt reines Aluminiumsulfat mit 16 Mol. Wasser als Bodenkörper vor.

2. Mit weiterem Sinken der Aluminiumsulfatkonzentration von erwähnten Maximumpunkten an, sinkt auch die Löslichkeit von Aluminiumhydroxyd anfangs rascher, später langsamer, bis zu einer Konzentration von 7·5% $Al_2(SO_4)_3$ bei 60° und 40°, bis zu einer solchen von 8·5% Al_2SO_4 bei 20°.

In diesem Konzentrationsintervall liegt Alumian der Zusammensetzung

$$Al_2O_3 \,.\, 2\,SO_3 \,.\, 12\,H_2O$$

als Bodenkörper vor.

3. Bei weiterem Sinken der Konzentration des Aluminiumsulfats von einem Gehalt von 7·5% Al_2SO_4 bei 60 und 40°, einem solchen von 8·5 bei 20° an nimmt die Löslichkeit von $Al(OH)_3$ wieder rascher ab. Die Ausbildung eines Knickes in der Löslichkeitskurve bei besagten $Al_2(SO_4)_3$-Konzentrationen läßt uns auf den Wechsel des Bodenkörpers schließen. Wir vermuten, daß hier ein $Al(OH)_3$ reicheres Sulfat als Bodenkörper vorliegt, was durch Analyse zu erhärten uns jedoch nicht gelang.

Über die verschiedenen Hydrate des Aluminiumsulfats und des Alumians.

Die Löslichkeit von Aluminiumsulfat wurde von Poggiale[1]) bei Temperaturen von 0° bis 100° untersucht. Die Löslichkeitskurve verläuft, wie nachstehende Fig. 3 zeigt, stetig, es liegt also nur ein Bodenkörper in besagtem Temperaturintervall vor, und zwar Aluminiumsulfat mit 18 Mol. Wasser. Bei tieferen Temperaturen sollen Hydrate mit 27 und 10 Mol. Wasser existieren[2]). Wir haben zur Aufklärung dieser Vermutungen die gegenseitige Löslichkeit von Aluminiumsulfat und Wasser unterhalb 0° nach der thermischen Methode untersucht.

Zu einer bestimmten Menge Wasser wurden steigende Mengen Aluminiumsulfat zugegeben und die Temperatur der Ausscheidung der ersten Anteile fester Phase unter stetem Rühren ermittelt.

Die auf pag. 648 befindliche Tabelle V gibt die Versuchsdaten wieder. Die Temperaturablesung erfolgte mit einem Eisen-Konstantan-Thermoelement und Spiegelgalvanometer, dessen Skala mittels erstarrendem Quecksilber als Fixpunkt geeicht wurde[3]).

Tragen wir in Fig. 3 unsere Versuchsdaten als Vervollständigung der Poggialeschen Werte ein, so sehen wir, daß sich aus Lösungen bis zu einem Gehalt von 30·5% Aluminiumsulfat zunächst reines Eis ausscheidet. Diese Konzentration und Temperatur entspricht dem eutektischen Punkt. Bei weiterer Steigerung der Aluminiumsulfatkonzentration scheidet sich nun Aluminiumsulfat, und zwar mit 18 Mol. Wasser ab, wie durch Analyse von Kristallen, die sich aus einer bei 0° gesättigten Lösung ausschieden, ergab. Die entsprechenden Kon-

[1]) A. [3], 8, 462, 1843.

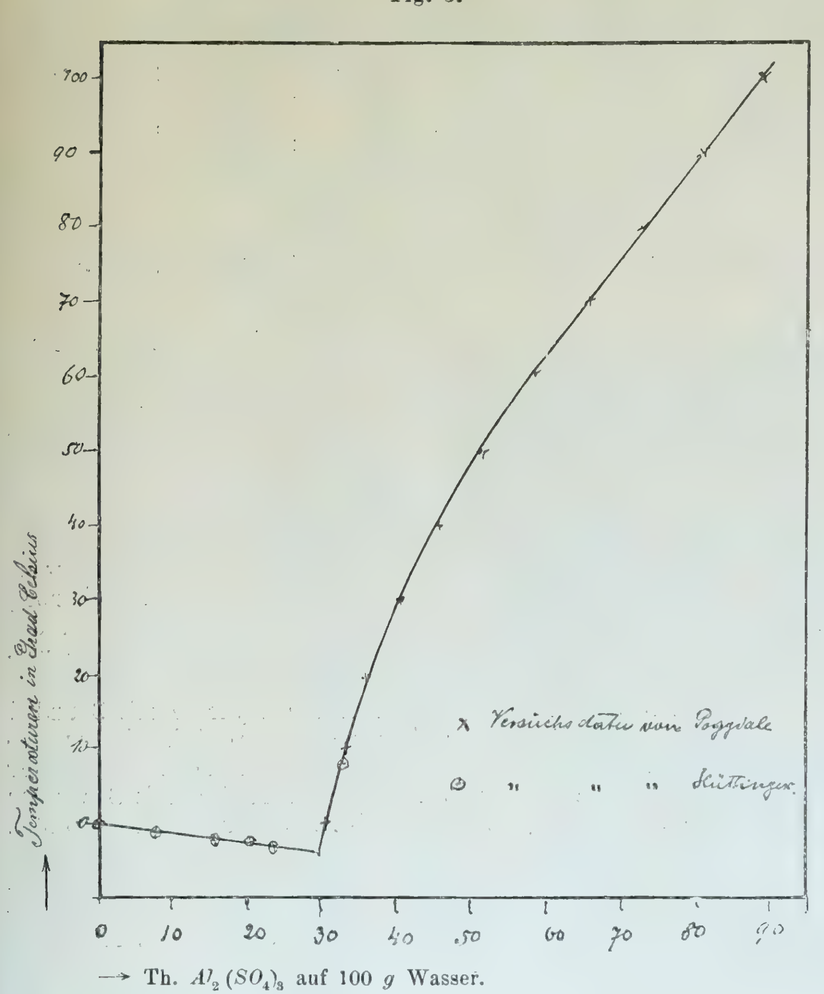
[2]) Gmelin-Kraut, II 1, 639.

[3]) Dem Erstarrungspunkt von Hg—39·5° entsprach ein Ausschlag von 9·7 Teilstrichen. Daher entspricht 1 Teilstrich 4·07°.

zentrations- und Temperaturwerte schließen sich ganz der Poggiale-schen Kurve an.

Wir sehen also, daß beim Gleichgewicht fest-flüssig nur Aluminiumsulfat mit 18 Wasser vorliegt. Das wasserreichere Hydrat mit 27 Mol. Wasser muß also zweifelsohne ein instabiles sein. Da aber

Fig. 3.



→ Th. $Al_2(SO_4)_3$ auf 100 g Wasser.

aus unseren Löslichkeitsversuchen hervorgeht, daß an Aluminiumhydroxyd gesättigte konzentriertere Aluminiumsulfatlösungen ein Sulfat mit 16 Mol. Wasser ausscheiden, lag es nahe, daß auch andere niedrige Hydrate vorliegen. Daß sich in diesem Falle ein Salz mit 16 Mol. Wasser ausscheidet, während wässerige Lösungen von $Al_2(SO_4)_3$ nur ein Salz mit 18 Mol. ausscheiden, erklärt sich eben dadurch, daß der osmotische Druck in solchen auch an Hydroxyd gesättigten Lösungen

Tabelle V.

Menge Wasser: 9·9600 H_2O.

Zusatz von Aluminiumsulfat als anhydrisches Salz	Gesamtmenge $Al_2(CO_?)_3$	Gesamtmenge von Wasser	Löslichkeit: 100 Teile H_2O enthalten n Teile anhydrisches Salz n	Galvanometereinschlag	Gleichgewichtstemperatur, Festschluß
0·9565	0·9565	10·866	8·803	50·25	— 1·02
0·396	1·353	11·241	12·04	50·35	— 1·43
0 645	1·998	11·853	16·86	50·5	— 2·04
0·674	2·672	12·592	21·22	50·65	— 2·65
0·418	3·090	12·988	23 78	50·70	— 2·85
Menge Wasser: 9·9075					
4·942	4·942	14·989	32·92	18·1	+ 7·73

größer ist, was, wie in vielen ähnlichen Fällen, die Ausscheidung eines wasserärmeren Hydrates verursacht.

Die bequemste Methode zur Aufsuchung der verschiedenen Hydrate eines Salzes ist die von Müller-Erzbach[1]) angegebene.

Wenn wir ein kristallwasserhaltiges Salz, von dem wir zunächst annehmen wollen, daß es nur ein Hydrat liefere, systematisch unter fortwährender Bestimmung der Maximaltension entwässern, so zeigt die Maximaltension solange Konstanz, bis eben noch genügend Kristallwasser vorhanden ist, um die betreffende Tension zu liefern, wozu nur sehr wenig Wassergehalt des Salzes immer unter 1 Mol. nötig ist. Anders ist es bei Salzen, die nicht unter Wasserabgabe in das wasserfreie Salz und Wasser, sondern in wasserärmere Hydrate zerfallen, wie dies zum Beispiel bei Kupfersulfat der Fall ist, das außer dem Salz mit 5 Wasser noch wasserärmere Hydrate mit 3 und 1 Wasser liefern. Hier bleibt die dem Salz mit 5 Mol. Wasser entsprechende Maximaltension nur solange konstant, als noch ein geringer Überschuß über die dem nächst niedrigeren Hydrat mit 3 Wasser entsprechende Wassermenge vorhanden ist. Sobald aber nur die 3 Mol. Wasser entsprechende Menge Wasser vorhanden ist, sinkt die Maximaltension sprungweise auf den diesem Hydrat entsprechenden Wert. Dieser bleibt bei weiterem Entwässern wieder konstant, bis die Wasserkonzentration des nächst niedrigeren Hydrates erreicht ist. Man kann also leicht aus der Zahl und Lage der Sprünge der Maximaltension auf die Zahl und Zusammensetzung wasserärmerer Hydrate schließen.

Die Bestimmung der Maximaltension von Aluminiumsulfat verschiedenen Wassergehaltes erfolgte nach folgender Methode:

1—2 *g* des zu untersuchenden Salzes von bestimmtem Wassergehalt wurden in Proberöhrchen von 7 *cm* Länge und 2·5 *cm* Weite eingefüllt. Diese Proberöhrchen befanden sich in großen Wägeflaschen, welche 7 *cm* weit und 10 *cm* hoch sind und durch eingeschliffene und ein-

[1]) Zeitschrift f. phys. Chemie, 19, pag. 135.

gefettete Glasstöpsel verschlossen werden. An dem Boden derselben sind 7 *cm* hohe und 3½ *cm* weite, oben offene Glaszylinder durch Anschmelzen befestigt. Sie dienen zur Aufnahme der oben erwähnten mit Substanz beschickten Proberöhrchen und sind außen bis zur Höhe von ca. 4·5 *cm* mit Schwefelsäure verschiedenen spezifischen Gewichtes umgeben.

Der relative Dampfdruck der Schwefelsäure verschiedener Konzentration ist aus deren spezifischem Gewicht nach den Angaben von Regnault ohne weiteres zu entnehmen.

Tabelle VI.

Relativer Dampfdruck nach Regnault.

Relativer Druck	Spez. Gewicht des H_2SO_4
0·01	1 779
0·03	1·710
0·05	1·651
0·07	1·620
0·09	1·592
0·11	1·572
0·13	1·548
0·15	1·529
0·17	1·512
0·19	1·494
0·21	1·476
0·23	1·467
0·25	1·458
0 27	1·449
0·29	1·438
0·31	1·429
0·33	1·419
0·35	1·408
0 37	1·399
0·39	1·390
0 41	1·380
0·43	1·369
0·45	1·358
0·47	1·345
0·49	1·334
0·51	1·328
0 53	1·322
0 55	1·314
0·57	1·306
0·59	1·299
0·61	1 291
0·63	1·284
0·65	1 276
0·67	1·268
0·69	1·258
0 71	1·249
0·73	1·238
0·79	1·207

Die mit Substanz und Schwefelsäure beschickten Fläschchen wurden nun je 24 Stunden im Thermostaten gehalten, nachdem vorher das Gewicht des Proberöhrchens mit Substanz, als auch des mit

Schwefelsäure beschickten Gefäßes ermittelt wurde. Nach 24 stündigem Stehen im Thermostaten bei 20° wurde die Wägung wiederholt.

Ist der Dampfdruck der zu untersuchenden Substanz größer als der der Schwefelsäure, wird das Gewicht des Proberöhrchens mit Substanz abgenommen, das des Gefäßes mit Schwefelsäure zugenommen haben.

Ist der Dampfdruck der zu untersuchenden Substanz jedoch kleiner als der der umgebenden Schwefelsäure, wird das Gewicht des Proberöhrchens mit Substanz zugenommen, das des Gefäßes mit Schwefelsäure jedoch abgenommen haben.

Sind jedoch Dampfdruck der Substanz und Schwefelsäure einander gleich, wird keine Gewichtsabnahme oder Zunahme zu konstatieren sein, oder nur eine so kleine, daß selbe innerhalb der Fehlergrenze der Wägung fällt.

Man bringt deshalb die zu untersuchende Substanz, in unserem Falle Aluminiumsulfat von bestimmtem Wassergehalt, in Fläschchen mit verschieden konzentrierter Schwefelsäure. Durch geeignetes Probieren kann man dann leicht eine Schwefelsäure solchen spezifischen Gewichtes finden, daß die Ab- oder Zunahme des Gewichtes des Proberöhrchens nahe Null wird. Der der Tabelle VI entnommene relative Druck der Schwefelsäure dieses spezifischen Gewichtes ist dann identisch der Maximaltension des Aluminiumsulfats bestimmten Wassergehaltes.

Die für Aluminiumsulfat verschiedenen Wassergehaltes gewonnenen Versuchsergebnisse gibt nachstehende Tabelle VII wieder:

Tabelle VII.

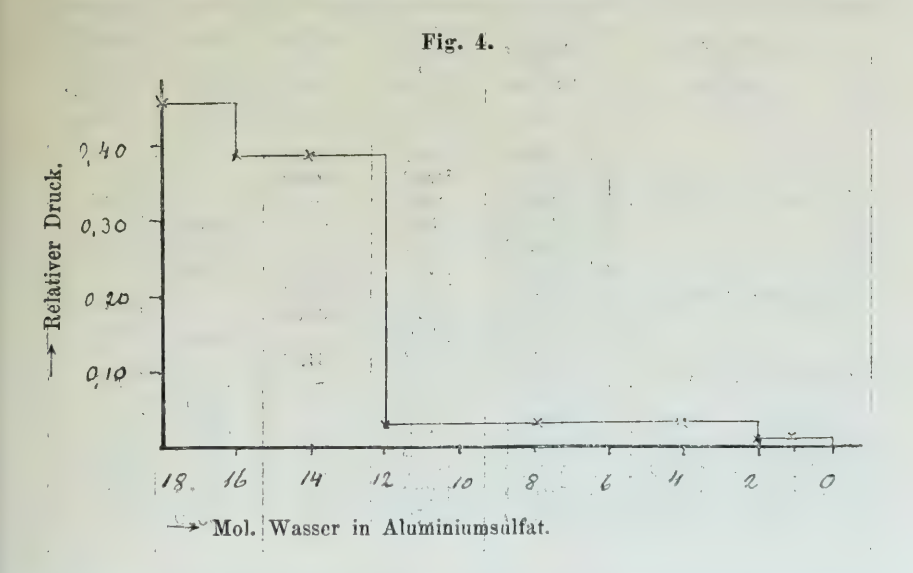
Zusammensetzung der Kristalle	Gewicht der Kristalle	Spezifisches Gewicht der Schwefelsäure	Zunahme der Kristalle im Proberohr	Abnahme der Kristalle im Proberohr	Relativer Druck der Kristalle
$Al_2(SO_4)_3 + 18\ H_2O$	1·8430	1·165	0·0450	—	0·46
	2·1730	1·191	0·0270	—	
	1·0960	1·283	0·0075	—	
	1·7000	1·369	—	0·0015	
	1·3925	1·351	—	0·0005	
$Al_2(SO_4)_3 + 16\ H_2O$	3·2390	1·718	—	0·0245	0·39
	3·2390	1·389	—	0·0005	
	3·2390	1·363	0·0120	—	
$Al_2(SO_4)_3 + 14\ H_2O$	2·293	1·389	—	—	0·39
$Al_2(SO_4)_3 + 12\ H_2O$	1·1370	1·464	0·0090	—	0·03
	1·1370	1·798	—	0·0060	
	—	1·772	—	0·0035	
	—	1·715	—	—	
$Al_2(SO_4)_3 + 8\ H_2O$	1·0800	1·715	—	0·0005	0·03
$Al_2(SO_4)_3 + 4\ H_2O$	1·100	1·715	0·0005	—	0·03
$Al_2(SO_4)_3 + 2\ H_2O$	1·3200	1·715	0·0030	—	0·01
	—	1·772	—	—	
$Al_2(SO_4)_3 + 1\ H_2O$	1·4150	1·772	0·0005	—	0·01

Die erste Spalte der Tabelle gibt den Wassergehalt des Aluminiumsulfats an. Bemerkt sei, daß bei wasserarmen Salzen, von ca. 2 Mol. Wasser an, die Entwässerung bei Anwesenheit von Bleioxyd geschah, um durch Anwendung von höherer Temperatur das Entweichen von SO_3 zu verhindern.

Die zweite Spalte der Tabelle enthält die Menge der zu den betreffenden Versuchen verwendeten Kristalle, die dritte das spezifische Gewicht der angewandten Schwefelsäure. Die beiden folgenden Spalten geben die Gewichtszunahme oder -abnahme des Proberöhrchens mit Substanz an.

Die korrespondierenden Ab- und Zunahmen des Gewichtes des Gesamtgefäßes mit Schwefelsäure sind nicht besonders eingetragen,

Fig. 4.



sondern dienten nur zur Kontrolle der Richigkeit der Versuche. Bei allen in den Tabellen aufgenommenen Versuchsdaten war dies der Fall.

Die letzte Spalte schließlich gibt den aus dem spezifischen Gewicht der Schwefelsäure ermittelten relativen Druck der Kristalle bei den Versuchen, in denen keine oder nur minimale Gewichtsänderungen zu beachten waren. Tragen wir nun die relativen Drucke in einem Diagramm als Ordinaten, den zugehörigen Wassergehalt in Mol. H_2O als Abszissen auf, erhalten wir obiges Bild. (Fig. 4.)

Wir sehen, daß die Maximaltension des Salzes mit 18 Wasser konstant bleibt, bis die Zusammensetzung auf 16 Mol. Wasser gesunken ist.

Nun bleibt die Maximaltension wieder konstant, bis die Zusammensetzung des Salzes einem solchen mit 12 Mol. Wasser entspricht. Die diesem Salz entsprechende Tension bleibt nun konstant, bis das Salz nur 2 Mol. Wasser enthält. Die diesem Salz entsprechende Tension bleibt nun konstant bis zur vollständigen Entwässerung. Wir

kennen also außer dem Aluminiumsulfat mit 18 Wasser noch Hydrate mit 16, 12 und 2. Mol Wasser.

Die ganz analogen Versuche stellten wir nun auch mit dem von uns aus Lösungen von Aluminiumsulfat und Aluminiumhydroxyd erhaltenen Alumian der Formel

$$Al_2O_3\ 2\ SO_3\ .\ 12\ H_2O$$

an. Wir können uns damit begnügen, die Versuchsergebnisse in nachstehender Tabelle VIII zusammengestellt mitzuteilen.

Tabelle VIII.

Dampfdruck von Alumian.

Zusammensetzung der Kristalle	Gewicht der Kristalle	Spezifisches Gewicht der Schwefelsäure	Zunahme der Kristalle im Proberohr	Abnahme der Kristalle im Proberohr	Relativer Druck der Kristalle
$Al_2O_3 2 SO_3 + 12 H_2O$	1·0365	1·191	0·0955	—	0·43
	0·6510	1·283	0·0380	—	
	1·1280	1·369	—	—	
	1·4630	1·389	—	0·0140	
	1·8410	1·472	—	0·0455	
$Al_2O_3 2 SO_4 + 11 H_2O$	2·0340	1·718	—	0·0150	0·11
	2·0340	1·365	0·0110	—	
	2·0340	1·472	0·0070	—	
	2·0340	1·572	—	0·0005	
$Al_2O_3 2 SO_3 + 10 H_2O$	1·9650	1·464	0·0120	—	0·01
	1·9650	1·798	—	0·0020	
	—	1·772	—	0·0005	
$Al_2O_3 2 SO_3 + 8 H_2O$	1·7900	1·772	—	0·0005	0·1
$Al_2O_3 2 SO_3 + 6 H_2O$	1·6450	1·772	—	—	0·1
$Al_2O_3 2 SO_3 + 4 H_2O$	1·4800	1·772	—	—	0·1
$Al_2O_3 2 SO_3 + 2 H_2O$	1·4600	1·772	—	0·0010	0·1
$Al_2O_3 2 SO_3 + 1 H_2O$	1·4550	1·772	—	0·0010	0·1

Die graphische Darstellung der Änderung der Maximaltension mit der Zusammensetzung (in Fig. 5) des Salzes zeigt uns, daß außer dem Salz mit 12 Mol. Wasser, ein solches mit 11 Mol. und 10 Mol. Wasser existiert, da wir eine sprungweise Änderung der Maximaltension nur bei diesen Konzentrationen beobachten. Das Salz mit 10 Mol Wasser zerfällt zweifelsohne direkt in anhydrisches Salz und Wasser, da die dem Salz mit 10 Mol Wasser entsprechende Maximaltension bis zur vollständigen Entwässerung anhält. Es dürfte also das von Maus beschriebene Salz mit einem Wasser keine einheitliche Verbindung darstellen.

Über den basischen Charakter des Aluminiumhydroxyds im Aluminiumsulfat und Alumian.

Daß die Bildung von Alumian als ein basisches Aluminiumsulfat, ihre Ursache in der Löslichkeit von Aluminiumhydroxyd in Aluminiumsulfatlösungen hat, stellen wir uns, wie eingangs erwähnt, dergestalt vor,

daß die Hydroxylgruppen des Aluminiumhydroxyds durch den zweibasischen Säurerest SO_4 ersetzt werden. Im besonderen Falle leitet sich vom teilweise entwässerten Hydroxyd $Al_2O(OH)_4$ Alumian $Al_2O(SO_4) = Al_2O_3\ 2\ SO_3$. ab.

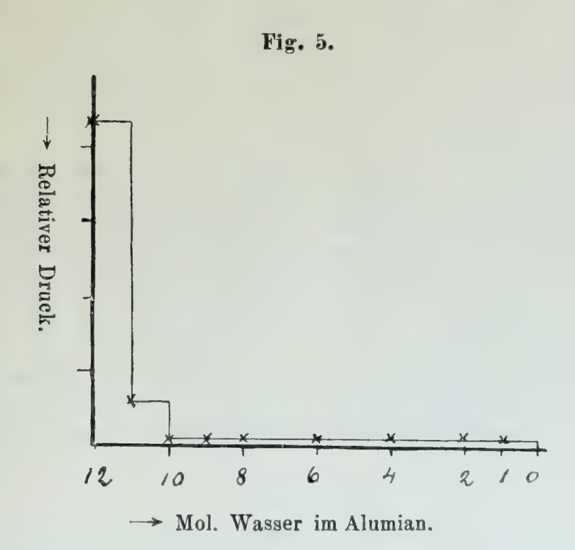
Ist diese Anschauungsweise richtig, können wir folgendes schließen:

Aluminiumsulfat ist bekanntlich ziemlich stark hydrolytisch gespalten, da es sich von einer schwachen Base, dem Aluminiumhydroxyd, ableitet. Die Lösungen des Salzes reagieren daher sauer, indem sich Wasserstoffionen in gewisser Konzentration abscheiden etwa nach:

$$2\ Al^{\cdot\cdot\cdot} + 3\ SO_4'' + 6\ H_2O \rightarrow Al_2(OH)_6 + HSO_4' + H^{\cdot}$$

wenn wir für die hier in Frage kommenden mittleren Konzentrationen Schwefelsäure nur einbasisch dissoziert annehmen.

Fig. 5.



Tritt nun in die schwach elektropositive Verbindung $Al_2(OH)_6$, beziehungsweise $Al_2O(OH)_4$ der elektronegative Rest SO_4 ein, wird der Charakter dieser Verbindung weniger elektropositiv, deren Basizität schwächer. Bildet diese Base dann mit einem weiteren Rest SO_4 ein Salz, wie wir dies bei Bildung von Alumian annehmen wollen, so muß die Lösung dieses Salzes, als von einer schwächeren Base abstammend, stärker hydrolytisch gespalten sein, als ceteris paribus eine Lösung von reinem Aluminiumsulfat, also eine größere Wasserstoffionenkonzentration aufweisen.

Um die Konzentration der Wasserstoffionen in einer Lösung und damit den Grad der hydrolytischen Dissoziation eines Salzes in wässeriger Lösung zu ermitteln, bedienen wir uns der Katalyse des Methylazetats.

Die Geschwindigkeit des Zerfalles von Methylazetat nach

$$CH_3\ COO\ .\ CH_3 + H_2O = CH\ COOH + CH_3OH$$

ist in erster Annäherung bekanntlich proportional der Konzentration der Wasserstoffionen, die Säuren in Lösung senden, deren Anwesenheit erst den Vorgang mit messbarer Geschwindigkeit verlaufen machen.

Wenn wir nun als Katalysator für den Zerfall von Methylazetat einmal reine Alumiumsulfatlösung, das anderemal eine mit $Al(OH)_3$ gesättigte Aluminiumsulfatlösung gleicher Konzentration verwenden, wird die Geschwindigkeit des Zerfalles von Methylazetat in dem Falle größer sein, in welchem die Konzentration der Wasserstoffionen, das heißt die hydrolytische Spaltung eine größere ist.

Zwecks Untersuchung dieser Frage wurden das einemal je 5 *cm* einer 26·15% Aluminiumsulfatlösung, das anderemal je 5 *cm* einer gleichkonzentrierten, mit $Al(OH)_3$ gesättigten Aluminiumsulfatlösung in gut verschließbären Glasgefäßen im Thermostaten bei 40° vorgewärmt und je 0·5 cm^3 reinsten Methylazetats aus einer in $^1/_{100}$ cm^3 geteiltem Pipette, die noch Schätzung $^1/_{1000}$ cm^3 gestattete, zufließen gelassen. Der Zeitpunkt der Mischung wurde in jedem Falle notiert. In verschiedenen Zeitintervallen wurden die einzelnen Fläschchen mit $^1/_{10}$ *n* $Ba(OH)_2$-Lösung titriert.

Durch die Titration wurde zunächst einmal das gesamte Aluminiumsulfat bestimmt und dann die durch den Zerfall des Esters gebildete Menge Essigsäure. Dieser mit steigender Reaktionsdauer steigende Überschuß verbrauchter $^1/_{10}$ *n*-Barytlösung über die in allen Fällen gleich vorhandene Menge Aluminiumsulfat, ist proportional zu setzen der zum Zeitpunkte der Unterbrechung der Reaktion umgesetzten Menge Ester.

Diese Überschüsse sind in cm^3 $^1/_{10}$ *n*-Lösung als x in der zweiten Spalte der nun folgenden beiden Tabellen IX und X, in denen die erste Spalte die Reaktionszeiten t enthält, eingetragen.

Tabelle IX.

Verseifungsversuche von 0·5 cm^2 Methylazetat mit einer an $Al_2(OH)_3$ gesättigten Aluminiumsulfatlösung vom Prozentgehalt 26·15 bei 40°.

Je 5 cm^2 Reaktionsfluß.

Zeit t	Umgesetzte Menge Ester x	Nicht umgesetzte Menge $a-x$	$\frac{k}{x} = \frac{1}{t} lg^{10} \frac{a}{(a-x)}$
0	0·0	56·6	—
52 h	15·1	41·5	0·0026
75 h	21·0	35·6	0·0027
123 h	28·3	28·3	0·0025
165 h	33·9	22·7	0·0025
∞	56·6	0·0	—
			i. M. 0·0026

Tabelle X.

Verseifungsversuche von 0·5 cm^2 Methylazetat mit einer reinen Aluminiumsulfatlösung obiger Konzentration (= 26·15% SO) bei 40°.

Je 5 cm^2 Reaktionsfluß.

Zeit t	Umgesetzte Menge Ester x	Nicht umgesetzte Menge $a-x$	$\frac{k}{x} = \frac{1}{t} \, lg^{10} \, \frac{a}{(a-x)}$
0	0·0	56·6	—
16 h	4·3	52·3	0·0021
41 h	10·3	46·3	0·0021
50 h	13·1	43·5	0·0023
137 h	29·4	27·4	0·0023
∞	56·6	0·0	—
			i. M. 0·0022

Die überhaupt vorhandene Menge Ester a wurde durch einen besonderen Versuch ermittelt und entsprach 56·6 cm^3 $^1/_{10}$ n-Lösung. Die zur Zeit t nicht umgesetzte Menge Esters ist in der dritten Spalte der Tabellen als die Differenz $a-x$ eingetragen.

Die Katalyse von Methylazetat gehorcht den Gesetzen der monomolekularen Reaktion, da infolge des Wasserüberschusses die Konzentration des Wassers während des ganzen Reaktionsverlaufes konstant bleibt. Die während der Zeit dt umgesetzte Estermenge dx ist also außer der Konstanten der Reaktionsgeschwindigkeit k nur proportional der zur Zeit dt vorhandenen Estermenge $a-x$. Es gilt also:

$$dx = k\,(a-x)\,dt \text{ oder } \frac{dx}{dt} = k\,(a-x)$$

woraus durch Integration folgt:

$$k = \frac{1}{t}\,ln\,\frac{a}{(a-x)}$$

oder, da wir nur relativ vergleichbare Zahlen wünschen, auch

$$k = \frac{1}{t}\,log^{10}\,\frac{a}{a-x}$$

Diese Werte der Reaktionsgeschwindigkeit sind in der letzten Spalte eingetragen und ist die Konstanz eine recht gute.

Man sieht aber auch, daß die Geschwindigkeit des Esterzerfalles (k), wie nach unseren theoretischen Überlegungen zu erwarten war, bei an $Al(OH)_3$ gesättigter Lösung 0·0026 $i\,M$ größer ist als bei reiner Aluminiumsulfatlösung 0·0022, da eben in ersterem Fall die hydrolytische Spaltung und die Konzentration der Hionen größer ist.

Mit Hilfe der Werte von k_x können wir direkt die Konzentration der Hionen in den beiden verwandten Lösungen berechnen. Wir brauchen zu diesem Zwecke nur die Geschwindigkeit des Esterzerfalles k_a bei Anwendung einer Lösung bekannter Hionenkonzentration C_a zu messen, um die Konzentration der Hionen in der zu untersuchenden Lösung C_x zu erfahren nach der Proportion:

$$C_a : C_x = k_a : k_x.$$

Wir wählten hierzu eine $^1/_{32}$ normale Lösung von Chlorwasserstoffsäure.

Je 10 *cm* derselben wurden mit je 1 *cm* Methylazetat bei 40° vermischt und in verschiedenen Zeitintervallen titriert. Die Anzahl zu verschiedenen Zeiten verbrauchter *cm* $^1/_{10}$ n $Ba(OH)_2$-Lösung nach Abzug von 3·2 cm^3, die ursprünglich vorhandener HCl entsprachen, und die umgesetzten Mengen Ester proportional sind in der zweiten Spalte der folgenden Tabelle XI verzeichnet.

Tabelle XI.

Verseifung von 1 cm^2 Methylazetat durch 0·32 n HCl bei 40°.

Je 10 cm^2 Reaktionsfluß.

Zeit t	Umgesetzte Menge Ester x	Nicht umgesetzte Menge $a-x$	$\frac{k}{a} = \frac{1}{t} lg^{10} \frac{a}{(a-x)}$
0	0·0	111·3	—
7 h	31·5	79·8	0·0206
23 h	73·2	38·1	0·0203
30 h	84·3	27·0	0·0202
∞	111·3	0·0	—
			i. M. 0·0204

Die Bedeutung der Zahlenwerte der übrigen Spalten ist ohne weiteres klar aus den Überschriften und decken sich vollkommen mit dem für Tabelle IX und X und gesagtem. Die Reaktionsgeschwindigkeit k_a beträgt hier 0·0204.

Die Konzentration der Wasserstoffionen der $^1/_{32}$ n HCl bei 40° läßt sich aus dem Dissoziationsgrad α der Säure bei dieser Konzentration und Temperatur ermitteln.

α, der Dissoziationsgrad, ergibt sich aus dem Quotienten des molekularen Leitvermögens bei der Konzentration 0·0313 (= $^1/_{32}$ n-Lösung) oder rund 0·03 und dem molekularen Leitvermögen bei unendlicher Verdünnung

$$\alpha = \frac{\mu_{32}}{\mu_\infty}.$$

Die Daten μ_{32} und μ_∞ für 40° haben wir aus den Daten von Kohlrausch für 18° und den Temperaturkoeffizienten des Leitvermögens für Salzsäure von Deguisne berechnet.

Die molekulare Leitfähigkeit $\mu = \frac{\varkappa}{\eta}$ beträgt bei Salzsäure bei 18° für 1000 η = 0·03 μ = 364, woraus sich $\varkappa_{18^\circ}$ zu 0·01092 berechnet.

Die molekulare Leitfähigkeit $\mu = \frac{\varkappa}{\eta}$ beträgt bei 18° für 1000 η = 0·001 μ = 377, woraus $\varkappa_{18^\circ}$ sich zu 0·000377 berechnet.

Um nun die Werte von $\varkappa$ für eine zweite Temperatur zu berechnen, in unserem Falle für 40°, bedienen wir uns folgender Formel:

$$\varkappa_{t^\circ} = \varkappa_{18^\circ} [1 + c\,(t-18) + c'\,(t-18)^2].$$

Für Salzsäure gibt Deguisne für verschiedene Verdünnungen folgende Werte für die beiden Konstanten:

1000 n	c	c'
0·001	0·01642	— 0·0000155
0·01	0·01641	— 0·0000173
0·03 [1])	0·01640	— 0·000018

$\varkappa_{40^\circ}$ für die Konzentration 1000 η = 0·03 ergibt sich dann zu $\varkappa_{40^\circ}$ = 0·01092 [1 + 0·0164 × 22 — 0·000018 × 22²] = 0·01477, woraus μ_{40° = 492·2 folgt, durch Division durch 0·00003, *da* $\mu = \frac{\varkappa}{\eta}$

$\varkappa_{40^\circ}$ für die konzentrierte 1000 η = 0·001 ergibt sich dann zu $\varkappa_{40^\circ}$ = 0·000377 [1 + 0·0164 × 22—0·0000155 × 22²] = 0·0005103, woraus μ_{40° = 510·3 folgt, durch Division durch 0·000001, *da* $\mu = \frac{\varkappa}{\eta}$.

Der Wert 1000 η = 0·001 ist der unendlichen Verdünnung sehr nahe. Um μ_∞ zu erfahren, braucht man nach Bredig nur den Wert 3 zu addieren und erhält demgemäß bei 40° für μ_∞ 513·3.

Aus diesen beiden Werten ergibt sich nun der Dissoziationsgrad $\alpha = \frac{\mu_{32}}{\mu_\infty}$ zu $\alpha = \frac{492{\cdot}2}{513{\cdot}3} = 0{\cdot}959$.

Da in einer $^1/_{32}$ normaler Lösung 1 Mol. in 32 l gelöst ist, ist die Konzentration der Salzsäure in 1 l $^1/_{32}$ = 0·03 (genauer 0·0313). Durch Multiplikation mit dem Dissoziationsgrad α = 0·456 erfahren wir die Konzentration der H-Ionen in dieser Lösung, selbe beträgt 0·0288.

Wir kennen nun die Reaktionsgeschwindigkeit der Katalyse von Methylazetat bei 40° durch eine Lösung der Wasserstoffionkonzentration 0·0288. Sie betragt nach Tabelle XI: 0·0204. Ferner kennen wir die Reaktionsgeschwindigkeiten der Katalyse durch eine 26·15%ige Aluminiumsulfatlösung 0·0022, sowie für eine an $Al(OH)_4$ gesättigte Aluminiumsulfatlösung gleicher Konzentration 0·0026, deren beider H-Ionenkonzentration ermittelt werden soll. Wir erfahren letztere einfach nach der Proportion der Seite 656:

[1]) Dieser Wert ist von uns aus den beiden Werten extrapoliert.

a) für die reine Aluminiumsulfatlösung:

$$0 \cdot 0288 : Cx = 0 \cdot 0204 : 0 \cdot 0022$$
$$Cx = 0 \cdot 0031$$

b) für die an $Al(OH)_3$ gesättigte Aluminiumsulfatlösung:

$$0 \cdot 0288 : Cx = 0 \cdot 0204 : 0 \cdot 0026$$
$$Cx = 0 \cdot 0037.$$

Wir sehen also, wie schon früher erwähnt, daß die Konzentration der Wasserstoffionen und damit die Hydrolyse bei Alumianlösungen, das ist an $Al(OH)$ gesättigten Aluminiumsulfatlösungen mittlerer Konzentration größer ist als ceteris paribus bei reinen Aluminiumsulfatlösungen.

Beiträge zur Kenntnis isomorpher Mischungen.

(Untersuchungen an den Systemen Chlornitrobenzol *o*, *m*, *p* — Bromnitrobenzol *o*, *m*, *p*.)

Von R. Kremann.

Mit 2 Zinkotypien im Text.

Bekanntlich bricht sich neuerer Zeit die schon von Guldberg und Waage[1]) ausgesprochene Ansicht, daß wir die Ursache des Lösungsvorganges in chemischer Affinitatsäußerung zu sehen haben, immer mehr und mehr Bahn[2]).

Ich hatte schon vor einiger Zeit darauf hingewiesen[3]), daß wir die gleiche Ursache annehmen müssen für die Neigung zweier Stoffe, isomorphe Mischkristalle miteinander zu bilden. Denn die Bildung isomorpher Mischungen ist dem Lösungsvorgang zweier Flüssigkeiten vollens an die Seite zu stellen. Wir haben es eben zu tun mit der gegenseitigen Lösung zweier Stoffe im festen Zustande.

Eine der fundamentalsten Eigenschaften der flüssigen Lösungen ist bekanntlich die Verminderung des Dampfdruckes des Lösungsmittels, die proportional ist der Menge des aufgelösten Stoffes.

Für die von vant Hoff zuerst ausgesprochene Auffassung der isomorphen Mischkristalle als feste Lösungen[4]) ist neben anderem in erste Linie das analoge Verhalten fester Lösungen bezüglich des Dampfdruckes beweisführend.

Die ersten Beobachtungen betreffend die Dampfdruckverminderung in festen Lösungen verdanken wir C. v. Hauer[5]). Dieser Forscher beobachtete, daß, während Kristalle des reinen wasserhältigen, unterschwefelsauren Bleis leicht an der Luft verwittern, solche, die kleinere Mengen der entsprechenden Strontium- oder Baryumsalze als isomorphe Mischungen enthalten, unter gleichen Bedingungen blank bleiben, was eben auf einen geringeren Dampfdruck schließen läßt. Eingehendere und quantitative Untersuchungen von R. Hollmann[6])

[1]) Ostwalds Klassiker 104, 17; vergl. Mendelejeff, Grundlagen der Chemie, pag. 119—122, Leipzig 1892.

[2]) Abegg, Zeitschrift für analyt. Chemie 39, pag. 331—380, speziell 353.

[3]) Lieben-Festschrift 1906, pag. 386.

[4]) Zeitschrift für physik. Chemie 5, pag. 322 (1890).

[5]) Verhandl. der k. k. geolog. Reichsanstalt, Wien 1877, pag. 163.

[6]) Zeitschrift für physik. Chemie, 37, pag. 193 (1901).

und von Speranski[1]) legte die Tatsache fest, daß die die flüssigen Lösungen regierenden Gesetze auch auf die der isomorphen Mischungen also feste Lösungen, anwendbar sind.

Halten wir also an der Analogie zwischen flüssigen und festen Lösungen fest, so werden wir unter Berücksichtigung des eingangs Gesagten auch die Ursache der Bildung der letzteren als chemische auffassen müssen.

Gerade die Untersuchungen von Systemen organischer Stoffe, die feste Lösungen bilden, werden leichter zur Entscheidung derartiger Fragen zu verwenden sein, einmal weil die Gleichgewichte festflüssig solcher Systeme experimentell leichter zu untersuchen sind und ferner, wie wir sehen werden, die strukturchemischen Anschauungen helfend hinzutreten. So hatten Untersuchungen von F. W. Küster[2]) an Systemen von α-Naphtholnaphthalin gezeigt, daß wir in den isomorphen Mischkristallen gemischte Doppelmoleküle der beiden, die isomorphen Mischkristalle bildenden Komponenten von uns haben, im besonderen Falle also Moleküle:

$$(C_{10}H_8 . C_{10}H_8O)$$

während den einzelnen Komponenten im festen Zustande die Moleküle:

$$(C_{10}H_8)_2 \text{ und } (C_{10}H_8O)_2$$

zukommen.

Weitere Stützen für die Ansicht, daß es chemische Ursachen sind, die zur Bildung isomorpher Mischungen führen, glaubte ich durch den Vergleich des Verhaltens dreier Paare isomorpher Mischungen, bestehend aus den drei Isomeren der *o*-, *m*- und *p*-Verbindung je zweier aromatischer Benzolabkömmlinge ableiten zu können. Ich wähte die drei isomeren Chlornitrobenzole einerseits, die drei isomeren Bromnitrobenzole anderseits.

Aus dem Verlaufe der Schmelzkurven stellte ich einmal fest, daß in den Systemen:

o-Chlornitrobenzol-*o*-Bromnitrobenzol
m- „ *m*- „
p- „ *p*- „

isomorphe Mischungen vorliegen.

Die Schmelzkurven der beiden letzteren Systeme gehören dem Typus IV der von Bakhuiz-Roozeboom gegebenen Klassifikation isomorpher Mischungen[3]) an. Das heißt, durch Zusatz der höher schmelzenden Komponenten (in unserem Falle der Bromkörper) wird der Schmelzpunkt der niedriger schmelzenden Komponente (in unserem Fall der Chlorkörper) erhöht. Durch Zusatz der niedriger schmelzenden Komponenten wird der Schmelzpunkt der höher schmelzenden jedoch erniedrigt. Die Schmelzkurve verläuft jedoch nicht stetig

[1]) Ebenda 46, pag. 70 (1903) und 51, pag. 45 (1905).
[2]) Zeitschrift für physik. Chemie, 17, pag. 357 (1895).
[3]) Zeitschrift für physik. Chemie, 30, pag. 385 (1899).

sondern zeigt einen Knick. Wir haben zwei Kristallarten von verschiedenem Habitus zu unterscheiden, diejenigen, die sich aus den am Chlorkörper, und solche, die sich aus den am Bromkörper reicheren Mischungen ausscheiden.

Das System *o*-Chlornitrobenzol-*o*-Bromnitrobenzol hingegen weist eine Schmelzkurve auf, die dem Typus V der Bakhuiz-Roozeboomschen Einteilung angehört. Die Schmelz- oder Erstarrungspunkte jeder der beiden Komponenten, werden durch Zusatz der anderen Komponenten erniedrigt. Diese Erniedrigung ist im vorliegenden Falle sehr gering. Sie liegt weit unter dem Wert der Erstarrungspunktdepression eines Stoffes durch einen solchen, wie sie sich aus der vant Hoffschen Formel ableiten läßt, wenn keine Bildung von Mischkristallen vorliegt, was mit charakteristisch ist für Typus V der Roozeboomschen Einteilung.

Durch Aufnahme geeigneter Zeitabkühlungskurven, legte ich außer den Schmelzkurven, die dem Beginn der Kristallisation aus den verschiedenen Schmelzen entspricht, die Kurven der totalen Kritallisation fest. Aus dem Verlaufe der letzteren, sowie aus der Analyse von Kristallen, die sich aus den Schmelzen ausscheiden, konnten wir feststellen, daß sich aus den Schmelzen der Meta- und Parakörper, stets am Bromkörper reichere Kristalle ausscheiden, als der Zusammensetzung der Schmelze entspricht. Aus den Schmelzen der Orthokörper jedoch, scheiden sich, entsprechend der Angehörigkeit der Schmelzkurve dieses Körperpaares zum Typus V, Kristalle aus, die am Bromkörper ärmer sind als der Zusammensetzung der Schmelze entspricht.

Es ist als die Neigung zum gemischten Doppelmolekül zusammenzutreten, bei den Orthokörpern am geringsten gegenüber den Systemen, die sich aus den Meta- und Parakörpern zusammensetzen.

Wir möchten nun rückschließend diesen Umstand als einen neuerlichen Beweis ansehen für die Auffassung, daß es sich bei der Bildung isomorpher Mischungen um Betätigung chemischer Valenz handelt. Durch die Untersuchungen von Auwers[1]) und seinen Schülern, betreffend die hydroxylhaltigen Substanzen bei Bildung von Doppelmolekülen, sowie von R. Kremann und O. Rodinis[2]), die Doppelverbindungen von aromatischen Nitrokörpern mit Naphthalin oder Anilin betreffend, konnte die Tatsache festgestellt werden, daß, während die Meta- und Paraverbindung ceteris paribus die Fähigkeit zur Bildung von Doppelmolekülen oder oben erwähnten Doppelverbindungen zeigt, die *o*-Verbindung diese Fähigkeit nicht oder in geringerem Maße besitzt.

Dieses verschiedene Verhalten der drei Isomeren kann man dadurch erklären, daß bei den Orthosubstituenten eine sterische Valenzbehinderung auftritt, die der Bildung von Doppelmolekülen, sei es der gleichen oder verschiedener Molekülgattung, entgegenwirkt, was bei den *m*- und *p*-Disubstituenten nicht der Fall ist.

---

[1]) Zeitschrift für phys. Chemie, 12, pag. 689; 15, pag. 33; 18, pag. 595; 21, pag. 327.

[2]) Monatshefte f. Chemie, 27, pag. 125.

Wir können aber auch rückschließen, daß in solchen Fällen, in denen wir eine solche sterische Valenzbehinderung beobachten, wie wir dies beim Vergleich der Bildung isomorpher Mischungen beobachten, bei denen es sich, wie erwähnt, nach Küster um Bildung von Doppelmolekülen im festen Zustande handelt, im System:

o-Chlornitrobenzol-*o*-Bromnitrobenzol

gegenüber der Bildung isomorpher Mischungen in den Systemen:

m-Chlornitrobenzol-*m*-Bromnitrobenzol
p- „ *p*- „

die Ursache der betreffenden Erscheinung in chemischer Affinitätsäußerung sehen müssen. Unter der Annahme letzterer Ursache für die Bildung isomorpher Mischungen hatte ich darauf hingewiesen, daß es nicht unmöglich gewesen wäre, daß solche binäre Systeme, die im festen Zustande isomorphe Mischungen liefern, also oben erwähnte Doppelmoleküle im Sinne der Küsterschen Ansicht, auch schon im flüssigen Zustande Assoziationserscheinungen zeigen würden, indem bereits die erwähnten Doppelmolekule in der flüssigen Schmelze zum Teil vorgebildet waren.

Diese Vermutung bestätigte sich jedoch nicht. Der Temperaturkoeffizient der molekularen Oberflächenenergie binärer äquimolekularer Mischungen der Systeme:

o-Chlornitrobenzol-*o*-Bromnitrobenzol
m- „ *m*- „
p- „ *p*- „

ergab den normalen Wert 2·1 i. M., während im Falle einer Assoziatiton, das heißt Bildung gemischter Doppelmoleküle ein niedrigerer Wert zu erwarten gewesen wäre.

Gleichwohl glaube ich aus meinen Beobachtungen für die Ansicht, die Bildung isomorpher Mischungen sei durch valenzchemische Ursachen bedingt, eine neuerliche Stütze beigebracht zu haben.

Experimenteller Teil.

1. Aufnahme der Gleichgewichtsverhältnisse festflüssig bei den Systemen *o*-, *m*-, *p*-Chlornitrobenzol-*o*-, *m*-, *p*-Bromnitrobenzol.

Untersuchungen von F. W. Küster[1]) hatten festgestellt, daß *m*-Chlornitrobenzol und *m*-Bromnitrobenzol isomorphe Mischkristalle liefern. Die von Herrn Ehrlich im hiesigen Institut aufgenommenen Schmelzdiagramme von Mischungen von *o*-Chlornitrobenzol und *o*-Bromnitrobenzol, sowie von *p*-Chlornitrobenzol uod *p*-Bromnitrobenzol ergaben, daß auch die Paare der beiden anderen Isomeren isomorphe Mischungen liefern. Die nach der bekannten, von mir des öfteren beschriebenen Methode erhaltenen Versuchsdaten sind in den beiden nachfolgenden Tabellen 1 *a*, *b* und 2 niedergelegt.

[1]) Zeitschr. f. phys. Chemie, 5, pag. 602 und 8, pag. 581.

Tabelle 1.

Lösungsgleichgewicht zwischen *p*-Chlor- und *p*-Bromnitrobenzol.

a) Menge *p*-Bromnitrobenzol: 8·720 *g*. Menge Chlornitrobenzol: 8·300 *g*.

Zugabe von *p*-Chlornitrobenzol	Gewichtsprozente *p*-Bromnitrobenzol	Molekülprozente *p*-Bromnitrobenzol	Erstarrungspunkt	Zugabe von *p*-Bromnitrobenzol	Gewichtsprozente *p*-Bromnitrobenzol	Molekülprozente *p*-Bromnitrobenzol	Erstarrungspunkt
0·000	100·0	100·0	123·0	0·000	0·0	0·0	82·0
0·244	97·3	96·5	121·0	0·544	6·1	4·8	83·0
0·787	91·8	89·7	118·5	1·583	15·0	12·1	84·0
1·570	84·8	81·4	114·5	2·503	23·1	19·0	84·5
2·472	77·9	72·4	111·5	3·371	28·9	24·1	86·5
3·583	70·8	65·5	108·0				
5·069	63·7	57·7	104·0				

b) Menge Bromnitrobenzol: 4·134 *g*.

Zugabe von *p*-Chlornitrobenzol	Gewichtsprozente *p*-Bromnitrobenzol	Molekülprozente *p*-Bromnitrobenzol	Erstarrungspunkt
2·427	63·1	57·2	104·0
3·482	54·2	48·0	99·5
4·522	47·8	41·7	96·0
5·441	43·2	37·2	93·5
6·297	39·6	33·9	91·5
7·132	36·7	31·1	90·0
7·953	33·1	27·8	88·5

Tabelle 2.

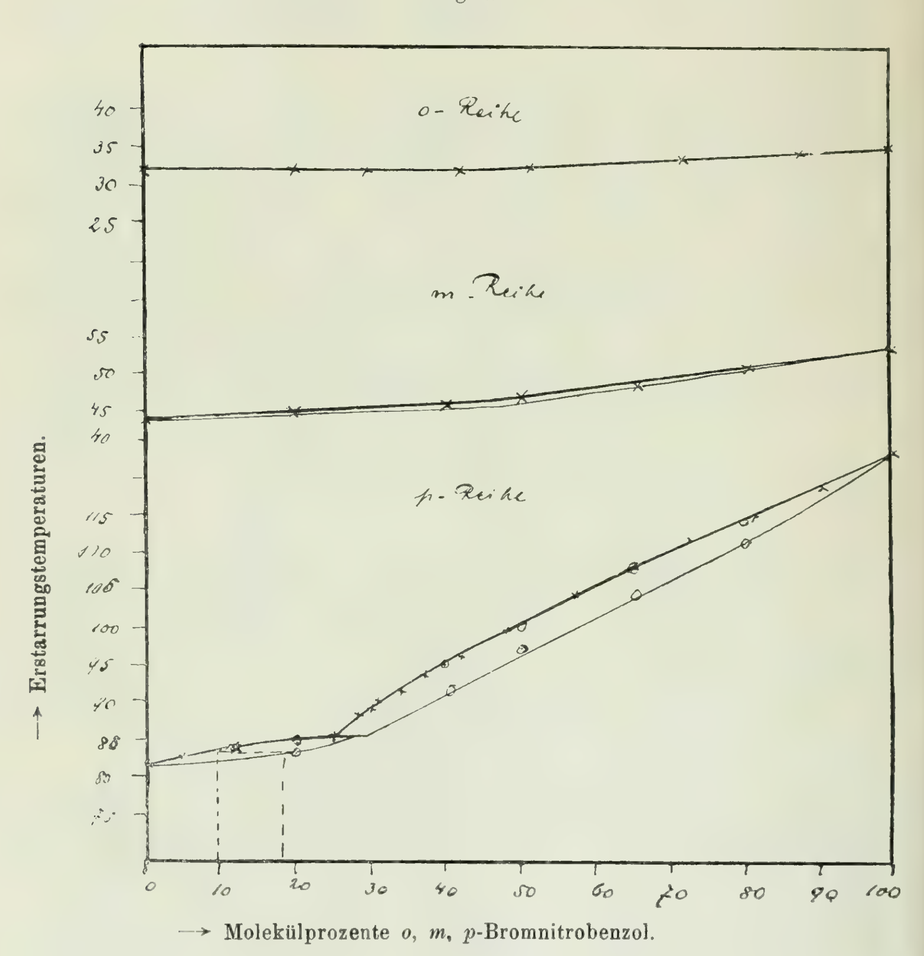
Lösungsgleichgewicht zwischen *o*-Chlor- und *o*-Brombenzol.

Menge *o*-Bromnitrobenzol: 6·553 *g*. Menge *o*-Chlornitrobenzol: 6·327 *g*.

Zusatz von *o*-Chlornitrobenzol	Gewichtsprozente *o*-Bromnitrobenzol	Molekülprozente *o*-Bromnitrobenzol	Erstarrungspunkt	Zusatz von *o*-Bromnitrobenzol	Gewichtsprozente *o*-Bromnitrobenzol	Molekülprozente *o*-Bromnitrobenzol	Erstarrungspunkt
0·000	100·0	100·0	34·2	0·000	0·0	0·0	32·0
0·678	90·6	88·3	33·5	0·373	5·6	4·4	31·9
1·989	76·7	71·9	32·8	0·850	11·8	9·5	31·8
3·376	66·0	60·2	32·2	1·648	20·7	16·9	31·8
4·544	59·0	52·9	32·0	2·465	28·0	23·3	31·8
6·606	52·1	45·9	32·0	3·616	36·4	30·8	31·8
7·085	48·0	41·9	32·0				
8·849	42·5	36·5	31·9				
11·477	36·3	30·8	31·8				

In Fig. 1 sind die Versuchsdaten graphisch dargestellt. Die Schmelzlinien, die stark ausgezogenen Kurven, stellen bekanntlich die Abhängigkeit der Gleichgewichtstemperatur festflüssig, — die Temperatur, bei der sich die ersten Kristalle auszuscheiden beginnen, — von der Konzentration der beiden Stoffe im Schmelzfluß dar. Während bei

Fig. 1.

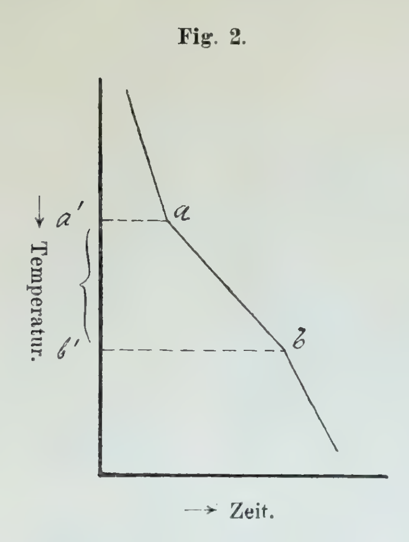


zwei Stoffen, die keine festen Lösungen miteinander eingehen, die Erstarrungspunkte der reinen Stoffe durch Zusatz des zweiten Stoffes dem Gesetz der Erstarrungspunkterniedrigung gemäß erniedrigt werden, beobachten wir, daß der Erstarrungspunkt von *p*-Chlornitrobenzol durch Zusatz von *p*-Bromnitrobenzol erhöht wird. Dasselbe ist auch bei den von Küster untersuchten Metaisomeren, wenn auch in geringem Maße, der Fall.

Beim System *o*-Chlornitrobenzol-*o*-Bromnitrobenzol beobachten wir zwar Erniedrigung des Erstarrungspunktes von reinem Chlornitrobenzol durch Zusatz von *o*-Bromnitrobenzol, doch ist die diesbezügliche Erstarrungspunktdepression nur minimal.

Während bei zwei Stoffen, welche keine festen Lösungen miteinander bilden, die gesamte Schmelze erst unterhalb der eutektischen Temperatur, dem Schnittpunkt der Schmelzlinien der beiden Stoffe, unabhängig von der Konzentration der beiden Stoffe in der Schmelze vollends fest wird, beobachten wir bei isomorphe Mischkristalle liefernden Stoffen, daß die Punkte vollständiger Kristallisation eine Funktion der Zusammensetzung der Schmelze darstellen. Wir können also bei derartigen Systemen ebenso wie eine Gleichgewichtskurve festflüssig, auch solche der vollständigen Kristallisation entwerfen. In

Fig. 2.



der Fig. 1 sind letztere dünn ausgezogen. Das von beiden genannten Kurven begrenzte Konzentrations- und Temperaturintervall stellt das Gebiet des Gleichgewichtes der Kristalle mit flüssiger Schmelze dar.

Für bestimmte Zusammensetzung der Schmelze lassen sich beide Gleichgewichtspunkte, der festflüssigen und der vollständigen Kristallisation durch Aufnahme sogenannter Zeitabkühlungskurven festlegen. Kühlen wir eine solche Schmelze ab, so fällt die Temperatur derselben anfangs ziemlich rasch. Eine Verlangsamung der Temperaturabnahme erfolgt, sobald die Kristallisation beginnt. Sobald die Kristallisation beendet ist, erfolgt die Temperaturabnahme wieder rascher. Tragen wir unter Berücksichtigung von Korrektionen gegen Ende der Kristallisation, die durch den nicht ideal erfolgenden Verlauf der Abkühlung bedingt sind, die Temperaturen der Schmelze in ihrer Abhängigkeit von der Zeit in ein

Diagramm ein, erhalten wir nach oben Gesagtem Knickpunkte zu Beginn (*a*) und gegen Ende der Kristallisation (*b*). Das zwischen diesen beiden Punkten liegende Temperaturintervall stellt das Gebiet des Gleichgewichtes des festen und flüssigen Zustandes bei einer Schmelze bestimmter Zusammensetzung dar. Oberhalb *a* ist alles flüssig, unterhalb *b* alles fest.

Die Verbindungslinie der Punkte *a* für die verschieden zusammengesetzten Schmelzen gibt die Schmelzlinie, die Verbindungslinie der korrespondierenden Punkte *b* die Kurve der vollständigen Kristallisation. Die Anfangs- beziehungsweise Endpunkte der Kristallisation bei Mischungen verschiedener Konzentrationen sind in der Tabelle 3 eingetragen und zur Konstruktion der Kurven der vollständigen Kristallisation verwendet. Sie sind abgeleitet aus Zeitabkühlungskurven, die die Herrn F. Hofmeier und G. Dolch im hiesigen Institut aufgenommen hatten. Die Temperaturen des Endes der Kristallisation sind in üblicher Weise korrigiert[1]).

Tabelle 3.

Kristallisationsintervalle aus den Zeitabkühlungskurven verschiedener Mischungen der *m*-, beziehungsweise *p*-Chlor- und Bromnitrobenzole.

Zusammensetzung der Mischung	Anfangstemperatur	Endtemperatur	Anfangstemperatur	Endtemperatur	Anfangstemperatur	Endtemperatur
	der Kristallisation bei den Parastoffen		der Kristallisation bei den Metastoffen		der Kristallisation bei den Orthostoffen	
80 Mol.-Proz. Bromnitrobenzol . .	114·0	111·0	50·5	49·5	33·2	33·0
65 Mol.-Proz. Bromnitrobenzol . .	108·0	104·0	48·5	47·5	32·5	32·3
50 Mol.-Proz. Bromnitrobenzol . .	100·0	97·0	47·0	46·3	32·0	32·0
40 Mol.-Proz. Bromnitrobenzol . .	94·8	92·0	46·0	45·3	32·8	31·7
20 Mol.-Proz. Bromnitrobenzol . .	84·3	83·0	45·0	44·5	31·8	31·8

Man sieht aus Fig. 1, daß das Kristallisationsintervall nur bei den Parakörpern ein gut ausgeprägtes ist, bei *m*-Körpern nur ca 1°, bei den *o*-Körpern aber nur wenige Zehntelgrade beträgt.

Aus der Kenntnis des Kristallisationsintervalles läßt sich nun im weiteren die Zusammensetzung der ersten aus den Schmelzen sich ausscheidenden Kristalle ableiten. Es läßt sich theoretisch zeigen[2]), daß die sich aus den Schmelzen isomorphe Mischkristalle liefernder Stoffgemische ausscheidenden ersten Kristalle diejenige Zusammensetzung haben müssen, die der Ordinate des Schnittpunktes einer vom

[1]) Wegen allfälliger Korrektionen siehe Ruer, Metallographie, pag. 286, Voß Verlag, Hamburg, 1907.

[2]) Vergl. Ruer, Metallographie.

Temperaturpunkt der Ausscheidung der ersten Kristalle aus zur Abszissenachse parallelen Geraden mit der Kurve der vollständigen Kristallisation entspricht. In Fig. 1 ist dies für eine Mischung von etwa 10 Mol.-Prozent *p*-Bromnitrobenzol und 90 Mol.-Prozent Chlornitrobenzol ersichtlich gemacht. Die zur Abszissenachse gestrichelt gezeichnete Parallele, die vom Punkte beginnenden Erstarrens ausgezogen ist, schneidet die Kurve vollständiger Kristallisation im Punkte der einer Zusammensetzung von 18 Mol.-Prozent *p*-Bromnitrobenzol entspricht. Eine Schmelze, die also 10 Mol.-Prozent Bromnitrobenzol enthält, scheidet, wie die Theorie verlangt, bromreiche Kristalle, und zwar solche, die also 18 Mol.-Prozent Bromnitrobenzol enthalten, aus. Ebenso ließe sich dies noch für eine Reihe von anderen Mischungen ableiten. Aus den geringen Kristallisationsintervallen bei den Systemen von *m*- und *o*-Körpern läßt sich aber ableiten, daß bei diesen Systemen die Kristallisation nahezu homogen erfolgen würde, das heißt, sich Kristalle aus den Schmelzen ausscheiden würden, die nahe die gleiche Zusammensetzung haben würden, wie sie die Schmelze hat, aus der sie sich ausscheiden. Streng ist dies natürlich nicht erfüllt, da ja die Kristallisation nicht homogen erfolgt, sondern ein Kristallisationsintervall zu beobachten ist. Bei den Metakörpern müssen die sich aus den Schmelzen ausscheidenden Kristalle immerhin noch bromnitrobenzolreicher sein, als der Zusammensetzung der Schmelze entspricht, da ja der Schmelzpunkt von reinem *m*-Chlornitrobenzol durch Zusatz von *m*-Bromnitrobenzol erhöht wird. Anders liegen die Verhältnisse bei den *o*-Körpern. Hier wird der Schmelzpunkt von reinem *o*-Chlornitrobenzol durch Zusatz von *o*-Bromnitrobenzol erniedrigt, wenn auch nur im geringen Maße. Demgemäß scheiden sich aus den Schmelzen der *o*-chlornitrobenzolreicheren Mischungen Kristalle aus, die theoretisch weniger Bromnitrobenzol enthalten müssen, als der Zusammensetzung der Schmelze, aus der sie sich ausscheiden, entspricht.

2. Kristallisationsversuche.

Um nun die aus füher Gesagtem erschlossene Zusammensetzung der ersten sich ausscheidenden Kristalle aus den chlornitrobenzolreicheren Schmelzen direkt zu ermitteln, habe ich Herrn Dr. E. Dittler veranlaßt, im hiesigen Institut die ersten aus einer 10% Chlornitrobenzol enthaltenden Schmelze sich ausscheidenden Kristalle einmal bei den Para-, dann bei den Meta- und *o*-Körpern zu analysieren. Die Gewinnung der ersten sich ausscheidenden Kristalle erfolgte mit dem von Bijlert[1]) angegebenen Kristallisationsapparat, der gestattet bei bestimmter Temperatur die Kristalle von der Mutterlauge nach Möglichkeit zu trennen. Eine bestimmte Menge der ausgeschiedenen Kristalle wurde zur Entfernung der organischen Substanz mit Kalk geglüht, dann Brom und Chlor mit Silbernitrat gefällt, das Gemisch der beiden Halogensilber gewogen, dann im Chlorstrome das Brom-

[1]) Zeitschr. f. physik. Chemie, 8, pag. 373 (1890).

silber in Chlorsilber übergeführt und die resultierende Gesamtmenge Chlorsilber wieder gewogen. Hieraus läßt sich dann leicht die Menge Chlor- und Bromsilber ermitteln und im weiteren, die in den Kristallen enthaltene Menge von Chlornitrobenzol und Bromnitrobenzol. Die nun folgende Tabelle 4 stellt die Versuchsergebnisse dar. Die beiden letzten Spalten dieser Tabelle geben die Zusammensetzung der aus einer 10 Mol.-Prozent Bromnitrobenzol enthaltenden Schmelze sich ausscheidenden ersten Kristalle an.

Tabelle 4.

Zusammensetzung der Schmelze	Menge der ausgeschiedenen Kristalle	Die ausgeschiedenen Kristalle ergaben				Die Kristalle enthielten daher	
		beim Fällen mit $Ag\,NO_3$ $Ag\,Cl + Ag\,Br$	Nach Überführung von $Ag\,Br$ in $Ag\,Cl$ Gesamt-$AgCl$	daraus berechnet			
				$Ag\,Cl$	$Ag\,Br$	$C_6H_4NO_2Cl$	$C_6H_4NO_2Br$
m-Bromnitrobenzol 10 Mol.-Prozent ..... *m*-Chlornitrobenzol 90 Mol.-Prozent	0·4703	0·3185	0·3018	0·2489	0·0696	88·5	11·5
o-Bromnitrobenzol 10 Mol.-Prozent ..... *o*-Chlornitrobenzol 90 Mol.-Prozent	0·5093	0·4723	0·4580	0·4132	0·0591	90·2	9·8
p-Bromnitrobenzol 10 Mol.-Prozent .... *p*-Chlornitrobenzol 90 Mol.-Prozent	0·5117	0·4242	0·4031	0·3351	0·0891	83·0	17·0

Man sieht, daß die aus der Schmelze der Parakörper sich ausscheidenden Kristalle am meisten Bromnitrobenzol, und zwar 17·0 Mol.-Prozent enthalten. Die Übereinstimmung mit dem früher aus dem Diagramm (Fig. 1) abgeleiteten Werte, der ca. 18 Mol.-Prozent angibt, ist eine recht gute. Auch die Kristalle, die sich aus den Schmelzen der Metakörper ausscheiden, enthalten etwas mehr Bromnitrobenzol (11·5), als der Zusammensetzung der Schmelze 10 Mol.-Prozent Bromnitrobenzol, aus der sie sich ausscheiden, entspricht.

Die Kristalle endlich, die sich aus der Schmelze der Orthokörper ausscheiden, haben nahe die Zusammensetzung, die die Schmelze hat, aus der sie sich ausscheiden (9·8 Mol.-Prozent Bromnitrobenzol gegenüber 10 Mol.-Prozent der Schmelze).

Wir sehen also in Übereinstimmung mit früher Gesagtem, daß ceteris paribus, *o*-Chlornitrobenzol die geringste Neigung zeigt, Bromnitrobenzol im festen Zustande zu lösen.

3. Über den Temperaturkoeffizienten der molekularen Oberflächenenergie in äquimolekularen Mischungen der untersuchten drei Systeme.

Es wäre, wie erwähnt, nicht ausgeschlossen gewesen, daß solche binäre Systeme, die im festen Zustande isomorphe Mischungen liefern, also Doppelmoleküle im Sinne der Küsterschen Ansicht, auch schon im flüssigen Zustande Assoziationserscheinungen zeigen würden, indem die erwähnten Doppelmoleküle der flüssigen Schmelze bereits zum Teil vorgebildet wären.

Der Temperaturkoeffizient der molekularen Oberflächenenergie binärer äquimolekularer Mischungen setzt sich additiv aus den Temperaturkoeffizienten der beiden Bestandteile zusammen. Es zeigt derselbe den normalen Wert 2·1 pro 10^0, wenn die beiden Stoffe keine Assoziationserscheinung zeigen, also keine Doppelmoleküle oder Verbindung liefern. Zur Berechnung des Wertes der molekularen Oberflächenenergie $v^{2}/_{3}\,\gamma$ muß als Molekularvolumen

$$\left(\frac{\text{Molekulargewicht}}{\text{Dichte}}\right) v$$

das arithmetische Mittel der Molekularvolumina beider Komponenten eingesetzt werden. Abweichungen vom normalen Werte können, wie ich mit R. Ehrlich[1]) zeigte, dazu verwendet werden, nachzuweisen, ob und bis zu welchem Grade zwei Stoffe im flüssigen Zustande zu Verbindungen, beziehungsweise Doppelmolekülen zweier verschiedener Molekülgattungen zusammentreten, beziehungsweise fortbestehen.

Herr E. Philippi hat im hiesigen Institut die Aufgabe unternommen, den Temperaturkoeffizienten der molekularen Oberflächenenergie binärer äquimolekularer Mischungen der drei isomeren Chlornitrobenzole und der drei Bromnitrobenzole zu bestimmen.

Die Methode der Bestimmung der molekularen Oberflächenenergie war im wesentlichen die von Röntgen und Schneider angegebene. Eine mit Milchglasskala versehene zylindrische Kapillare tauchte in ein sehr weites Proberohr ein. Letzteres enthielt die zu untersuchende Flüssigkeit, beziehungsweise Schmelze und befand sich in einem sehr großen Becherglase mit Wasser, das auf der gewünschten Temperatur erhalten wurde. Der Radius der Kapillare wurde durch Auswägen mit Quecksilber ermittelt.

Die folgende Tabelle 5 gibt die Versuchsdaten wieder. Die Bedeutung der einzelnen Zahlenwerte derselben ist aus den Kopfüberschriften ohne weiteres verständlich.

[1]) Monatsh. f. Chemie, 28, pag. 831. (1907).

Tabelle 5.

Untersuchte Stoffe	Temperatur t	Steighöhe h in Zentimetern	Dichte s	Radius der Kapillare r in Zentimetern	Oberflächenenergie $\gamma = \frac{h \cdot r \cdot s}{2}$	Molekulare Oberflächenenergie $\gamma \mu v^{2/3}$	Temperaturkoeffizient der molekularen Oberflächenenergie $\frac{d[\gamma \mu v^{2/3}]}{dt}$ $\triangle$		
							$\triangle$ gef.	$\triangle$ i. M.	$\triangle$ berr
m-Chlornitrobenzol	72·5	3·17	1·3222		37·97	919·30	1·76		
	89·0	3·08	1·3046		36·45	890·30	1·91		
	72·5	3·18	1·3222		38·03	921·78			
	54·5	3·28	1·3412	0·0180	39·83	956·25	1·92	1·85	—
	70·0	3·19	1·3248		38·20	923·66	1·95		
	87·5	3·08	1·3060		36·44	889·48	1·72		
	63·0	3·21	1·3322		38·68	931·60			
m-Bromnitrobenzol	51·0	2·78	1·6754		42·18	1030·0	1·98		
	70·0	2·70	1·6412		40·11	992·4	1·92		
	88·0	2·62	1·6100	0·0180	38·22	957·8	2·01	2·07	—
	68·0	2·71	1·6450		40·39	997·9	2·24		
	55·0	2·78	1·6690		41·96	1027·0			
Äquimolekulare Mischung von *m*-Chlornitrobenzol und *m*-Bromnitrobenzol	50·0	3·12	1·4950		42·18	1027·5	1·83		
	70·5	3·02	1·4724		40·23	989·5	1·74		
	89·5	2·92	1·4512	0·0180	38·49	956·8	1·91	1·92	1·96
	71·5	3·02	1·4714		40·25	991·1	2·18		
	54·0	3·13	1·4906		42·17	1029·3			
o-Chlornitrobenzol	50·0	3·30	1·3552		40·44	963·3	1·89		
	70·0	3·19	1·3274		38·33	925·5	2·01		
	90·0	3·07	1·2990	0·0180	36·14	885·4	1·89	1·98	—
	63·0	3·22	1·3372		38·08	936·5	2·14		
	45·0	3·33	1·3621		41·09	975·1			
o-Bromnitrobenzol	64·0	2·62	1·6592		39·39	967·5	1·79		
	84·5	2·54	1·6330	0·0180	37·49	930·8	1·74	1·83	
	65·5	2·61	1·6570		39·21	936·9	1·96		
	47·0	2·70	1·6802		41·06	1000·2			

Untersuchte Stoffe	Temperatur t	Steighöhe h in Zentimetern	Dichte s	Radius der Kapillare r in Zentimetern	Oberflächenenergie $\gamma = \frac{h r s}{2}$	Molekulare Oberflächenenergie $\gamma \mu \upsilon^{2/3}$	Temperaturkoeffizient der molekularen Oberflächenenergie $\frac{d[\gamma \mu \upsilon^{2/3}]}{dt} = \triangle$		
							△ gef.	△ i. M.	△ berr.
Äquimolekulare Mischung von *o*-Chlor- und *o*-Bromnitrobenzol	63·5	2·99	1·4971		40 60	988·3	1·81		
	84·5	2·90	1·4722		38·61	950·3	1·73		
	59·5	3·01	1·5082	0·0180	40 91	993·6	2 05	1·86	1·92
	43·0	3·09	1·5211		42·56	1027·3			
p-Chlornitrobenzol	102·0	2·90	1·3020		34·20	836·5	1·81		
	124·0	2·79	1·2708		32·05	796·6	1·97		
	143·0	2·68	1·2436	0·0180	30·10	759·1	1·93	1·90	—
	122·0	2·80	1·2736		32·21	799 6	1·88		
	100·0	2·92	1·3052		34·44	840 9			
p-Bromnitrobenzol	137·0	2·32	1·5658		32·90	840 1	2·17		
	154·0	2·23	1·5502	0·0180	31·25	803 2	2·16	2·13	—
	133·0	2·34	1·5692		33·29	848·6	2·06		
	156·0	2 22	1·5482		31·15	801·3			
Äquimolekulare Mischung von *p*-Chlor- und *p*-Bromnitrobenzol	102·5	2·81	1·38—		35·87	921·5	1·9		
	118·0	2·73	1·37—		34·60	893·1	2·0		
	133·0	2·65	1·35—	0 0180	33 09	862·7	2·1	2·13	2·01
	148·5	2·54	1·33—		31·32	830·0			

Wir sehen aus dem Wert △ der Temperaturkoeffizienten der binären äquimolekularen Mischung, daß derselbe den normalen Wert aufweist und sich additiv aus den Temperaturkoeffizienten der einzelnen reinen Stoffe zusammensetzt.

Es liegen also Assoziationserscheinungen im flüssigen Zustande nicht vor.

Zum Schlusse sei es mir gestattet, meinen Mitarbeitern, den Herren Dr. R. Ehrlich und Dr. E. Dittler, sowie den Herren cand. chem. F. Hofmeier, P. Dolch und E. Philippi für ihre werktätige Hilfe meinen herzlichsten Dank zu sagen.

Eine jungtertiäre Fauna von Gatun am Panama-Kanal.

Von **Franz Toula**.

Mit 4 Tafeln (Nr. XXV [I]—XXVIII [IV]) und 15 Textillustrationen.

Einer meiner früheren Zuhörer, Herr Ingenieur W. Rowland der Isthmus-Kanal-Kommission in La Boca, überraschte mich vor einiger Zeit durch die Übersendung einiger fossiler Schalen vom Panama-Kanal, unter welchen sich Formen befanden, welche mich an solche einerseits von Baden, Gainfarn, Pötzleinsdorf, anderseits von Grund, Gauderndorf usw. erinnerten. Auf mein Ersuchen, mir doch mehr davon zukommen zu lassen, erhielt ich eine Kiste mit größeren Gesteinsstücken, aus welchen ich eine ziemlich große Anzahl von Formen gewann, über welche ich im Nachfolgenden berichten werde.

Ich war mir wohl bewußt, daß ich mich damit einer Mißdeutung aussetzen könnte, da es zweifellos möglich sein würde, ein viel reicheres Material für die Bearbeitung zusammenzubringen, ja es wäre möglich, daß dasselbe in der Tat schon zusammengebracht worden ist. Das, was ich aus der neuesten Publikation über die Geologie der Panama-Kanallinie entnehmen konnte (Ernest Howe 1907 und 1909), zeigte mir, daß die betreffenden Schichten, was ihre Altersbestimmung anbelangt, für Eocän oder Oligocän erklärt werden, während meine Bestimmungen und Vergleiche mich zur Annahme eines weniger, vielleicht viel weniger hohen Alters leiten. Dieses Ergebnis wird es hoffentlich entschuldigen, wenn ich meine bescheidene Studie veröffentliche. Ich glaube die Sache erfordere eine Aussprache.

Herr Ingenieur Rowland übersandte mir auch zur Feststellung des Fundortes eine topographische Karte des Kanals (1:100.000) und ein geologisches Profil (1:50.000) durch die Kanalzone von Colon-Gatun bis La Boca und Panama, beides von Ernest Howe, von dem ein Aufsatz im letzten Jahresberichte der Isthmus-Kanal-Kommission (1907) enthalten ist, in welchem er die Szenerie des Fundgebietes der mir vorliegenden Fauna folgendermaßen schildert:

„Östlich und südlich der Limon-Bai (des Karaibischen Meeres) erstreckt sich ungefähr zwei Meilen landeinwärts ein Sumpf, der nur ganz wenig über dem Meeresspiegel gelegen ist. Niedrige Hügel liegen unmittelbar hinter Colon und der Bai. Es sind die Monkey Hills bei Colon und, südwestlich davon, der Mindi Hill, Hügel, die sich etwa 50 Fuß über den Sumpf erheben. Die Grenze zwischen

den Küstensümpfen und dem Becken des Chagrestales bildet eine scharf begrenzte Hügelkette von über 100 Fuß Höhe. Diese Hügelkette wird vom Chagresfluß bei Gatun durchschnitten, der aus der sumpfigen Alluvialebene, aus der sich wieder viele niedrige, rundliche oder kegelförmige Hügel erheben, herausfließt. Erst oberhalb San Pablo (23 *km* landeinwärts) beginnt der hügelige Teil der Landenge.“

Den Fundort schildert mir Ingenieur Rowland wie folgt:

„Die meisten Gesteinsproben wurden an der Baustelle der Schiffsschleusen (Locks) und des Überfalles (Spillway) genommen, und zwar dort, wo die Tore sich befinden werden, welche die höchste von der mittleren Schleusenstufe trennen.“. (Man vergleiche die Kopie des Stückes der oben erwähnten topographischen Karte und des darauf bezüglichen Teiles des Profils, Fig. 1 und Fig. 2.)

Im Nachfolgenden gebe ich zunächst einen Überblick über die mir zugänglich gewordenen Veröffentlichungen, die sich teils auf die Kanallinie, teils auf das vornehmlich in Betracht kommende karaibische Gebiet beziehen. Die Beschaffung der meisten der betreffenden Publikationen wurde mir im k. k. Naturhistorischen Hofmuseum möglich. Eines der Werke erhielt ich aus der Bibliothek der k. k. Technischen Hochschule, die neueste Arbeit E. Howes sandte mir zunächst Herr Prof. Dr. Supan in Gotha. Ich bin allen den Herren, die die Benützung der Bibliotheken ermöglichten, zu großem Dank verpflichtet. Die gegebene Literaturübersicht stellt gewiß nur einen kleinen Bruchteil des wirklich vorhandenen dar, davon bin ich überzeugt, und ich darf froh sein, wenn ich keine noch wichtigere Publikation übersehen habe, was ich gar nicht zu hoffen wage. Mein Dank gebührt aber ganz besonders Herrn Kustos Dr. Sturany, der mir mit bekannter Liebenswürdigkeit die große Sammlung der rezenten Mollusken in der zoologischen Abteilung des Hofmuseums eröffnete, sowie Herrn Kustos Prof. Dr. E. v. Marenzeller, der mir die Vergleiche des Cidaritenrestes und der Korallen ermöglichte.

Die Beschaffung der Literatur war nicht ganz einfach; so erhielt ich den IV. Teil der Arbeiten Dalls über Florida, da er in den Bibliotheken der kaiserlichen Akademie und des Hofmuseums fehlt, aus jener der k. k. geologischen Reichsanstalt, die große Publikation mit Arbeiten Conrads über den Isthmus fand ich glücklicherweise in der Bibliothek der k. k. Technischen Hochschule.

Herr Dr. R. J. Schubert von der k. k. geologischen Reichsanstalt war so gütig, nicht nur den ihm übersandten Otolithen zu bestimmen und zu beschreiben, sondern auch meine Schlämmproben einer sorgfältigen Durchsicht zu unterwerfen, wobei sich mehrere weitere Otolithen und einige wenige Foraminiferen ergaben. Die große Seltenheit gerade der Foraminiferen in meinem nicht unbeträchtlichen Material ist eine immerhin bemerkenswerte Erscheinung. Auch Herrn Dr. Schubert sage ich Dank. — Dem Assistenten meiner Lehrkanzel, Herrn Dr. Sander, übergab ich eine Anzahl der Rollsteine des dunklen gröberkörnigen Materials zur mikroskopischen Untersuchung, worüber er in einem Anhange berichtet.

Ein zweiter Anhang betrifft eine kleine Sammlung aus demselben Gebiete, welche mir über Anfrage von Herrn Dr. Max Schlosser,

Konservator am königl. bayerischen paläontologischen Museum, freundlichst übermittelt wurde. Die Sammlung stammt aus der Zeit K. E. Schafhäutls und dürfte sich, nach den älteren Zetteln zu urteilen, schon lange im Museum befinden. Eine Mitteilung über den Sammler und über die Zeit der Aufsammlung konnte mir Herr Dr. Max Schlosser nicht machen. Diese Sammlung ist erst nach Abgabe meines Manuskriptes in die Druckerei in Wien eingetroffen. Ich bin Herrn Dr. Max Schlosser hiefür zu innigem Danke verpflichtet.

Einiges aus der geologischen Literatur über die Panama-Kanallinie und das karaibische Meer.

1838. T. A. Conrad (Fossils of the Tertiary Formations of the U. St. 1838) unterschied: Obertertiär (jüngeres Pliocän), Mitteltertiär (älteres Pliocän) und Untertertiär (Eocän) mit 200 Arten, wovon 19 rezent (an der SO-Küste) und manche mit rezenten vergleichbar sind.

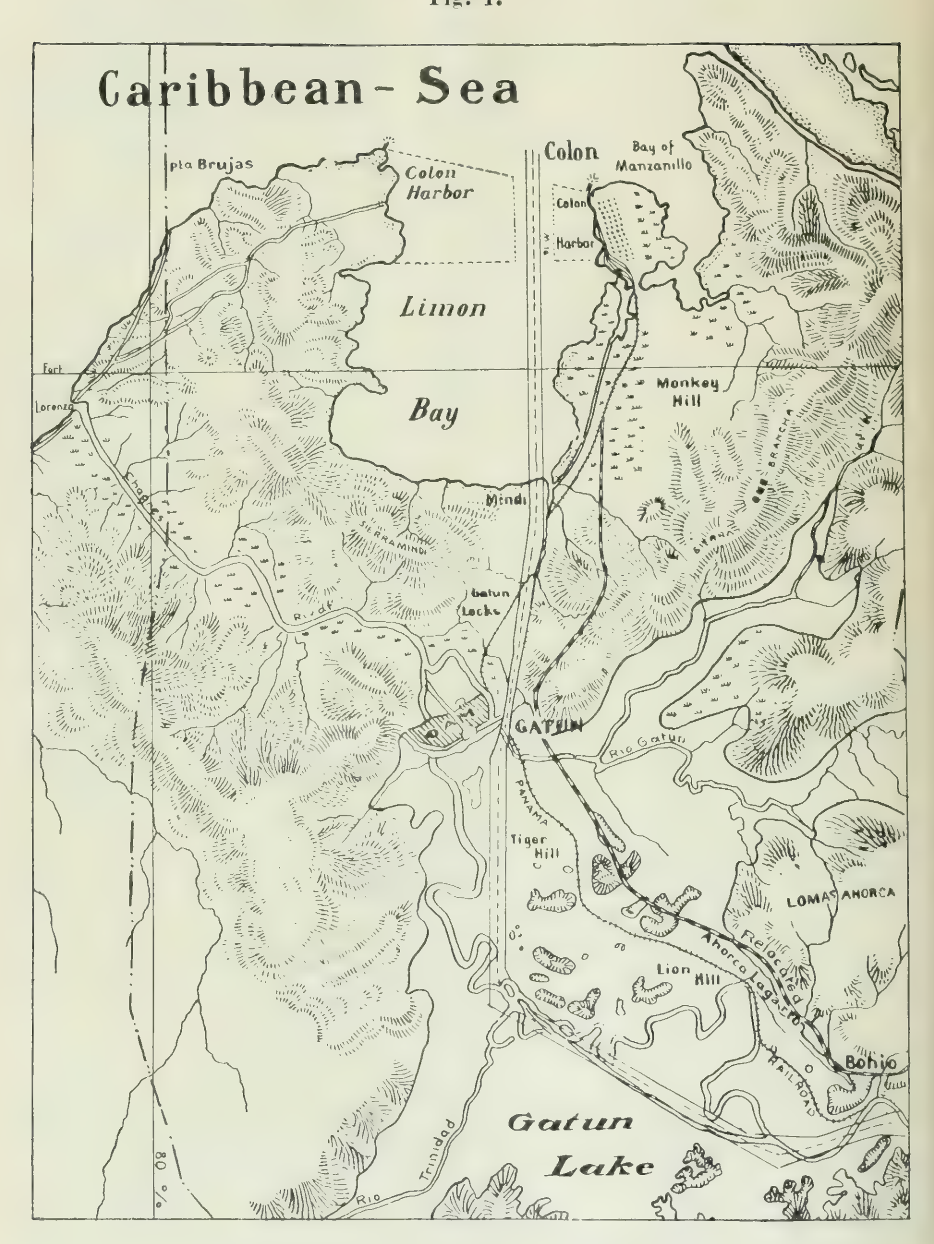
1847 u. 1855. Duchassaing hat (Bull. Soc. géol. de Fr. 1847, IV, pag. 1093, und ebend. 1855, XII, pag. 753) das Tertiär von Guadeloupe bekanntgemacht und dasselbe in Miocän und Pliocän unterschieden. Formen, die mit meinen Stücken von Gatun vergleichbar wären, fand ich nicht. Vorwaltend wurden Korallen, Echinodermen und Brachiopoden aufgefunden.

1856 (1857). T. A. Conrad: Description of the tertiary fossils collected on the survey. Rep. of Explor. and surv. . . Route for a railroad fr. the Mississippi to the Pacific Ocean. Washington 1857, VI, II. (1856) pag. 69—73 mit 4 Tafeln. Pag. 72 und 73 werden folgende Fossilien von Gatun angeführt, und zwar beschrieben und abgebildet:

Malea ringens Conr. (Taf. V, Fig. 22)
Turritella altilirata Conr. (Taf. V, Fig. 14)
„ *gatunensis Conr.* (Taf. V, Fig. 20)
Triton sp. ind.
Cytherea (Meretrix) dariena? Conr.
Tamiosoma gregaria Conr. (Taf. IV, Fig. 18)
Pandora bilirata Conr. (Taf. V, Fig. 25)
Cardita occidentalis (Taf. V, Fig. 24)
Diadora concibuliformis (Taf. V, Fig. 23).

1850. G. B. Sowerby und J. Carrick Moore haben die von J. S. Heniker im nordöstlichen Teile von S. Domingo gesammelten Fossilien (Mollusken) beschrieben und zum Teil auch abgebildet (Quart. Journ. G. Soc. VI, 1850, pag. 39—53, mit 2 Taf.). Die Fauna umfaßt 77 wohlbestimmbare Mollusken, von welchen 13 (17—18%) mit lebenden Arten übereinstimmen, darunter auch *Phos Veruguensis.* In Vergleich zu bringen mit Formen der Fauna von Gatun wären von den neuen Arten etwa *Strombus bifrons Sow.* (Taf. IX, Fig. 9), *Conus catenatus Sow.* (Taf. IX, Fig. 2), *Solarium quadriseriatum Sow.* (Taf. X, Fig. 8), *Pleurotoma venusta Sow.* (Taf. X, Fig. 7),

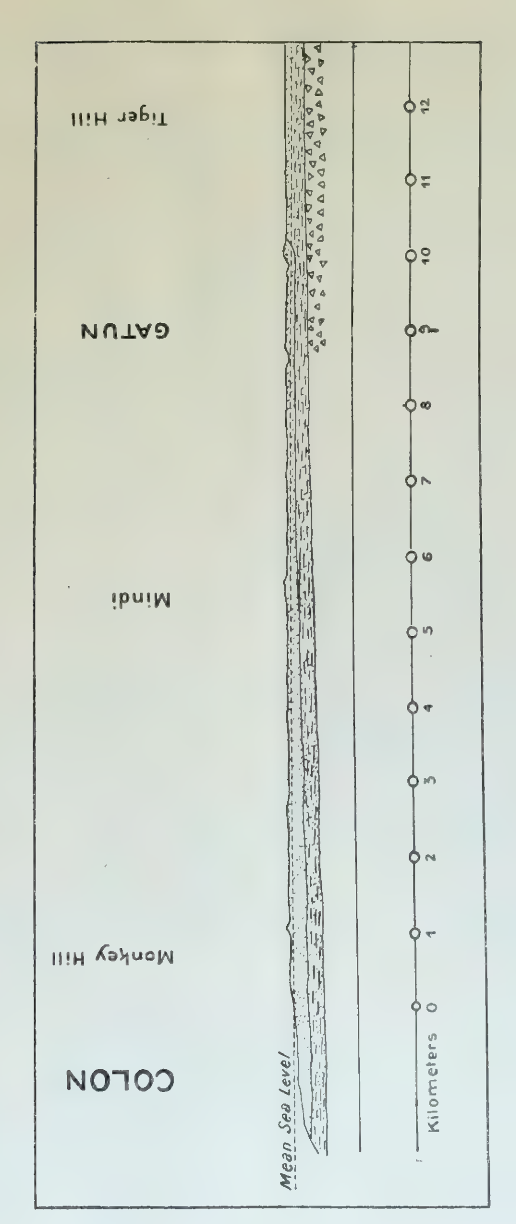
Fig. 1.



Topographische Karte der Umgebung von Gatun.

Maßstab: 1:100.000.

Fig. 2.



Geologisches Profil durch die Kanalzone von Colon bis Gatun.

Fig. 1 und 2 nach Ernest Howe.

Cassidaria laevigata Sow. (Taf. X, Fig. 2) und *Arca consobrina Sow.* (Taf. X, Fig. 12).

Das Alter der betreffenden Schichten wird (pag. 42) als nicht älter als das amerikanische Miocän und nicht jünger als die subapennine Formation angenommen.

1866. R. J. L. Guppy hat Tertiärfossilien von Jamaika untersucht (Quart. Journ. G. Soc. XXII, 1866, pag. 281—294, mit 3 Taf.). Es werden 61 Arten angeführt, von welchen 27 von Guppy aufgestellt werden.

Als die bezeichnendsten für das westindische Miocän bezeichnet der Autor:

Natica phasianelloides
Solarium quadriseriatum und
Orbitoides Mantelli.

Von den zur Abbildung gebrachten 40 Arten wären folgende als Vorkommnissen von Gatun nahestehend anzuführen:

Phos elegans Guppy und
„ *Moorei Guppy*
Persona simillima Guppy
Natica sulcata Guppy (*Desh.*)
Pecten inaequalis Sow.
Cytherea (*Callista*) *planivieta Guppy*
Cardium lingua-leonis Guppy.

Von Gattungen, welche auch von Gatun in meiner Sammlung sind, wären zu nennen: *Pleurotoma*, *Venus*, *Corbula* und *Arca.*

1866. In demselben Jahre (ebenda pag. 570—590 mit Taf. XXVI) besprach R. J. L. Guppy die Tertiärformationen Westindiens und speziell das „obere Miocän" — nur dieses kommt mit den Schichten von Gatun in Betracht — von San Domingo mit reicher Fauna, darunter *Persona simillima*, *Phos Moorei* und *elegans*, *Solarium quadriseriatum*, *Natica sulcata*, *Arca consobrina* etc. etc., von Jamaika mit *Turritella tornata*, von Trinidad mit *Solarium quadriseriatum*, *Dosinia acetabulum* etc. und von Cumana (in Venezuela) mit *Persona simillima*, *Phos elegans*, *Turritella tornata*, *Natica sulcata*, *Arca consobrina* etc. (Mit vielen Literaturangaben.)

In R. J. L. Guppys Abhandlung über die Beziehungen der tertiären Ablagerungen von Westindien wird das Untermiocän von Trinidad, Anguilla und Antigua angeführt. Im Untermiocän wird das Vorkommen von *Orbitoides Mantelli Morton*, *Terebratula* (3 Arten), *Echinolampas*, *Spirorbis clymenioides*, *Ranira* und *Natica phasianelloides d'Orb.* angegeben. Aber auch *Pinna*, *Arca*, *Trochus*, *Cardita*, *Lucina*, *Nummulina* und *Heterostegina* kommen vor. Das „Obermiocän" auf San Domingo soll 600—700 Fuß mächtig sein mit reicher Fauna.

Auf Trinidad fanden sich neben vielen anderen Arten:

Solarium quadriseriatum Sow.
Dosinia acetabulum Conr.
Tellina biplicata Conr.

Ficula carbasea Guppy und
Teredo fistula Lea.

Auch die reiche Fauna von Cumana (N-Küste von Venezuela) wird namhaft gemacht.

1876. In R. J. L. Guppys Abhandlung über die Miocänfossilien von Haiti (Quart. Journ. of the Geol. Soc. XXXII, 1876, pag. 516—532, mit 2 Taf.) werden 122 miocäne Arten, davon 89 Gastropoden, angeführt; sie sprechen für eine Verbindung mit der Fauna an der Westküste von Südamerika, was für eine zeitweilige freie Verbindung zwischen Pazifik und Atlantik spreche; es bestehe aber auch eine Verbindung mit der westafrikanischen Fauna und mit dem Indischen Ozean. Die Tiefseeforschungen W. Stimpsons (1871) an der Küste von Florida haben übrigens Arten zutage gefördert, welche mit jenen aus dem Miocän von Haiti zum Teil übereinstimmen und zum Teil ihnen sehr nahe verwandt sind (*Conus planiliratus*, *Pleurotoma Barretti Guppy* = *P. haitensis Sow.*, *Phos elegans* und *Corbula viminea*).

Unter den von Guppy abgebildeten neuen Arten finde ich keine, die sich mit jenen von Gatun in Verbindung bringen ließe.

Namhaft gemacht werden unter anderen: *Natica sulcata Born*, *Turritella tornata Guppy*, *Solarium quadriseriatum Sow.*, *Persona simillima Sow.*, *Phos elegans Guppy*, *Oliva cylindrica Sow.*

1881. W. M. Gabb: Description of Caribbean Miocene fossils. Journ. Ac. of Nat. Sc. of Philadelphia VIII, 2. Ser., IV, 1881, pag. 337–379, mit 4 Taf. Fossilien von Costa Rica und von der Panama-Eisenbahn.

Von Formen, welche ich in Vergleich bringen muß, seien genannt: *Turritella altilirata Conr.* (Taf. XLIV, Fig. 9), *Turritella gatunensis Conr.* (Taf. XLIV, Fig. 10), *Clementia dariena Conrad* (Taf. XLIV, Fig. 16), *Arca* (*Barbatia?*) *oroulensis Gabb* (Taf. XLIV, Fig. 21), *Pecten thetidis Sbg.* (Taf. XLV, Fig. 23), *Pleuronectia Lyonii Gabb* (Taf. XLV, Fig. 25), *Tagelus* (*Solecurtus?*) *lineatus Gabb* (Pliocän, Taf. XLVII, Fig. 71).

Mit der Fundortbezeichnung Gatun werden folgende Arten angegeben:

Malea ringens Conr.
Turritella altilirata Conr.
„ *gatunensis Conr.*
Callista maculata L. (= *Cytherea [Meretrix] dariena Conr.*)
Cyclina cyclica Guppy
Cardium (*Trachycardium*) *dominicense Gabb*
Pecten thetidis Sow.
Janira sorer Gabb
Pleuronectia Lyonii Gabb.

1884. Prof. A. Heilprin (Philadelphia, Journ. Ac. Nat. Sc. IX, 1, 1884, pag. 115—145) hat in Florida an der atlantischen Küste zwei Stufen des Miocäns unterschieden, welche der I. und II. Mediterranstufe des Wiener Beckens entsprechen sollen.

1884. Ch. Mano (Compt. Rend. 1884, pag. 573) hat am Isthmus von Panama mit Ausnahme weniger Stellen nur ganz junge Ablagerungen angetroffen. Er schreibt (pag. 573): „Les fossiles de ces sédiments, même sur quelques-uns des points les plus éloignés de deux littoraux, représentent des mollusques qui vivent spécifiquement encore, soit dans l'une, soit dans l'autre de deux mers, et parfois dans le deux à la fois. Certaines espèces sont si évidemment nouvelles qu'elles n'ont pas encore eu le temps de devenir fossiles, dans le sens rigoureux qu'on donne à ce mot." Und an anderer Stelle (pag. 574): „Toutes ces espèces, je le répète, vivent à la présente période géologique et sont, en majeure partie, spécifiquement communes aux deux mers."

1892. R. J. L. Guppy schrieb über die tertiären mikrozoischen Bildungen von Trinidad, Westindien (Quart. Journ. of Geol. Soc. London 1892, XLVIII, pag. 519–541 beziehungsweise 593). Die Naparima beds sind Tiefseeablagerungen, aus welchen viele Foraminiferen angeführt werden. Es sind aufgerichtete Schichten, in welchen die schon früher angeführte Fauna vorkommt (ebenda 1866, XXII, pag. 572). Diese Schichten wurden nun dem Eocän zugerechnet.

1895. J. W. Gregory: Contributions to the Palaeontology and Physical Geology of the West Indies (Quart. Journ. Geol. Soc. LI, 1895, pag. 255—310). Behandelt die Korallen von Barbados (Jukes Browne), gibt aber auch eine Übersicht über die Molluskenfauna, aus welcher angeführt werden sollen: *Oliva* (*Strephona*) *litterata Lam.*, *Pleurotoma* (2 Arten), *Conus* (5 Arten), *Leucozonia*, *Phos*, *Triton*, *Dolium*, *Strombus*, *Solarium*, *Natica* (*Polinices*) *uberina*, *Ostrea*, *Plicatula*, *Pecten*, *Arca*, *Cardium*, *Chione*, *Lucina*, *Loripes* und *Tellina*.

Die Schichten von Barbados werden unterschieden in die: Scotland beds (Oligocän, vielleicht Unteroligocän); Oceanic Series (Miocän möglicherweise zum Teil noch Oligocän und zum Teil Pliocän); Coral Reefs (Pliocän und Pleistocän).

Es wird als nicht zweifellos erwiesen hingestellt, daß die Verbindung zwischen Atlantik und Pazifik schon im Oligocän oder älteren Miocän aufgehoben worden sei, sie mag noch in postmiocäner Zeit bestanden haben. Es wird hingewiesen auf die geringe Höhe der Hügel der Landenge von Darien (bis 287 Fuß). G. A. Maack habe (1873) auf den Höhen der Wasserscheide Mittelamerikas in 300 und 763 Fuß Höhe zahlreiche pleistocäne Fossilien gefunden (man vergleiche auf pag. 300 der Gregoryschen Abhandlung). Gabb habe viele der Maackschen Arten als Miocän erkannt ohne den Horizont näher zu bezeichnen (Am. Journ. Sc., Ser. 3, IX, 1875, pag. 198—204). Es wird hingewiesen auf P. P. Carpenters Angabe von 35 Arten von Mollusken, welche an beiden Küsten von Zentralamerika leben, während 41 weitere Arten nur geringe Unterschiede aufweisen, 26 aber als analog zu bezeichnen seien; auch W. Thomson (The Depths of the Sea 1873) und A. Agassiz (Rep. of the Echini, Mem. Mus. Comp. Zool. X, 1883) kommen zu dem Schlusse, die Trennung der beiderseitigen Faunen müsse in junger Zeit erfolgt sein.

Auch Jukes Browne und Harrison (Quart. Journ. XLVIII, 1892, pag. 170—225, besonders pag. 221—225) seien zu demselben

Schlusse gekommen: freie Verbindung beider Ozeane in einer späten Periode der Tertiärzeit (Pleistocän).

1896. R. J. L. Guppy und W. H. Dall (Proc. U. St. Nat. Mus. XIX, 1896 [1897], 29 Seiten mit 4 Taf.). Auf der ersten Seite wird ausgeführt, daß die bisher für Miocän erklärten Schichten auf dem Isthmus, auf Jamaika und Trinidad (Caroni beds), oligocänen oder obersteocänen Alters seien. Sicheres Miocän finde sich in der Antillenregion nicht, in Florida sei das Miocän nur sehr wenig mächtig. Die Bowden- und Clarendonmergel auf Jamaika, wenige Fuß mächtig, aber reich an wohlerhaltenen Fossilien, sind oligocän und entsprechen dem Aquitan Frankreichs. Demselben Horizont entsprechen die oberen Monkey-Hill-Mergel am Isthmus. Als eocän werden die Gatunschichten und die unteren Mergel vom Monkey Hill und Mindi Hill bezeichnet. Guppy hat sich sonach der Auffassung Dalls angeschlossen.

1898. W. H. Dall hat die nordamerikanischen Tertiärhorizonte untereinander und mit solchen Westeuropas in Vergleich gebracht (XVIII. Ann. Rep. U. S. Geol. Surv. 1898, pag. 327—348). Die oberoligocänen mit dem Aquitan in Parallele gestellten Bowdenschichten (l. c. pag. 340) seien bisher für miocän gehalten worden, (man vergl. Guppys Fauna der Bowden beds von Jamaika [Quart. Journ. Geol. Soc. London XXII, 1866, pag. 281—294 und jene von Carrick Moore und Sowerby von San Domingo [Haiti] ebenda VI, 1850, pag. 39—53]). Hier werden die Monkey-Hill-Schichten mit den Mergelschichten von Haiti und Jamaika (Bowden beds), von Costa Rica und den Caronischichten Guppys von Trinidad in Parallele gestellt. Die Gatunschichten (pag. 344) aus der Nähe der Vamos-Vamos-Station, unter den Monkey-Hill-Schichten, seien typisches Eocän (= Claibornesand — Pariser Stufe). An einer anderen Stelle dieser wichtigen Abhandlung (l. c. pag. 341) wird es als möglich hingestellt, daß die Naparima beds Guppys (Trinidad, Westindien), welche als der tongrischen Stufe entsprechend angenommen wurden, den Gatunschichten von Darien äquivalent sein könnten. Man vergl. übrigens W. H. Dall und G. D. Harris Correlations Papers Neocene, Bulletin Nr. 84, U. St. Geol. Surv., 349 Seiten.

1898. H. Douvillé hat wiederholt über das Alter der Schichten am Panama-Kanal berichtet (Bull. Soc. geol. de Fr. 1898, XXVI, pag. 587—600 und früher C. R. Ac. Sc., 2. März 1891).

Die fossilienführenden Schichten vom Monkey Hill (Kilometer 1) und vom Mindi (Kilometer 6) rechnete er (1891) zum Miocän, während sie, wie gesagt, in dem Profil von Ernest Howe, das mir in einer Lichtpause vorliegt, als oligocän bezeichnet werden. Douvillé führt das Vorkommen eines großen *Clypeaster* aus der Gruppe des *Cl. placenta* an; außerdem in einer mehr oder weniger feinen Molasse *Pecten subpleuronectes* und *Turritella tornata*. Am oberen Chagres tritt eine ältere („oligocäne") Bildung auf: Molassen mit Orbitoiden, Nummuliten und Heterosteginen (zwischen Kilometer 22·6 und 24·36). Auch Molassen und Grobkalke werden am oberen Chagres (Kilometer 48 und 51) angegeben. Lignitführende Schichten mit schlecht erhaltenen Fossilien werden endlich von Cerro Paraiso (Kilometer 59·34) als vierte untereocäne Gruppe bezeichnet.

Die Schichten des Monkey Hill werden der helvetischen Stufe, gewisse Ablagerungen am oberen Chagres dem Burdigalien zugerechnet. In der neueren Abhandlung unterscheidet Douvillé am Isthmus eine ältere (oligocäne) Stufe mit Orbitoiden, Nummuliten und Heterosteginen und eine jüngere Stufe: marine muschelführende Molasse von mehr oder weniger grobem Korn, mit lignitführenden Einlagerungen mit *Pecten subpleuronectes*, *Turritella tornata* und großen Clypeastern (Miocän). Diese Schichten vergleicht er mit solchen vom Isthmus von Darien und Cumana. Auch Herrn Cossmann von Martinique zugeschickte Fossilien darunter auch *Turritella tornata* sollen sich anschließen. Die ältere oligocäne Stufe sei weit verbreitet: Cumana, Venezuela, Antigua, Jamaika, Haiti, Anguilla und Trinidad.

1898. Über die Geologie des Isthmus von Panama schrieben zuerst Rob. T. Hill (Bull. Mus. Comp. Zool. XXVIII, pag. 149—285, mit 19 Taf., Cambridge 1898) und M. Bertram mit Ph. Zurcher (Étude géol. sur l'Isthme de Panamá, Paris 1899, 24 S. mit Profil-Tafel). Ein hohes vulkanisches Plateau reicht von Guatemala bis zum Isthmus, dessen Hügel von 200—1500 Fuß Höhe erreichen. Der Charakter dieses Hügellandes führe zur Annahme eines jung gehobenen Landes. Granitische Rollsteine deuten auf ein älteres Gebirge im Osten des Panama-Kanals; rhyolithische und andesitische Tuffe (Panamaformation) mit basischen Eruptivgesteinen. Im Osten gestörte Tertiärschichten. Der Monkey Hill bei Colon wird als der Rest einer alten Erosionsebene aufgefaßt. Swamps an den Küsten, wo auch Korallriffe auftreten. Die Panamaformation hält Hill für voreocän. Die tertiären Formationen (Culebra, Empire, Gatun, Vamos, Mindi und Monkey Hill) werden als alttertiär und als Küstenbildungen betrachtet, angelagert an ein im Westen anzunehmendes Festland. Die Mindi-Hill-Schichten sind Grünsandmergel, die damit lithologisch übereinstimmenden Monkey-Hill-Schichten seien Oberoligocän. Jungtertiär fehlt auf dem Isthmus. Die versumpften Küstenebenen und die Korallenriffe sind spätpleistocän oder rezent. Eine Landbarriere habe bestanden, die nur im Eocän eine kurzwährende Verbindung zwischen Atlantik und Pazifik zuließ (5 Arten der kalifornischen Tejon-Gruppe stimmen mit solchen der Vamos-Vamos-Schichten überein). Im Jungtertiär und Pleistocän habe keine Verbindung bestanden.

Nach dem geologischen Profil, welches R. T. Hill (Bull. Mus. Comp. Zool. 1898, Taf. IV, Fig. 3) gegeben hat, würde der Monkey Hill dem Chipola-Oligocän entsprechen, mit wenig geneigten Schichten, die „Mindi beds Claiborne" wären in gleicher Neigung nächstälter, die Gatun beds aber wieder älter und etwas mehr aufgerichtet. Bei Vamos-Vamos erscheinen sie schon unter etwa 45° gegen die Caribbean Sea geneigt und werden unterlagert von Konglomeraten und weiterhin von „Foraminiferal beds". Das Alteocän folgt erst weit im Süden in der Culebrasektion. Die ersten Ausbruchgesteine (Tuffe) erscheinen bei Bujio, nahebei treten schon die Foraminiferenmergel auf. Nach der bildlichen Darstellung der Monkey Hills (pag. 175, Fig. 2) erscheinen diese wie aus einem Plateau herausmodellierten Hügel von gleicher Höhe mit abgeflachten Gipfeln.

1899. M. Bertrand und Ph. Zurcher, Paris (Étude géologique sur l'Isthme de Panamá, Rapport de la Commission, Compagnie nouvelle de Canal de Panamá, Annex I, pag. 85—120) sprechen von einem mittleren oligocänen Gewölbe aus eruptiven Brecciengesteinen hie und da von Kalksandsteinen (Alhajuela) und Trachyttuffen bedeckt. Die Breccien gehen an beiden Flanken in Konglomerate über oder lassen Einschlüsse von Nummulitenkalken erkennen (Tongrien oder Unteraquitan). Auf der atlantischen Seite treten Orbitoidenkalke, Glaukonitschichten (von Vamos) und Sandsteine (Gatun) auf, sowie auch Tone (Monkey Hill). Die Gatunsandsteine seien gleichalterig mit den Alhajuelakalksandsteinen.

1899. R. T. Hill in seiner Geologie und physikalischen Geographie von Jamaika (Bull. Mus. Comp. Zool. Cambridge 1899, XXXIV, Tabelle pag. 143) unterscheidet Eocän und Oligocän; die Bowdenschichtenreihe wird als miocän oder spätoligocän bezeichnet. Im mittleren Oligocän sei die Hebung (bis zu 10.000 Fuß) und Gebirgsfaltung eingetreten. Dann folgte Senkung im oberen Oligocän oder Miocän und im Pliocän. Eine Hebung um 500 Fuß sei im späteren Pleistocän erfolgt.

Die Bowdenfossilien sollen jenen der Monkey Hill beds entsprechen (pag. 183), das wahre Miocän sei nach Dall in Westindien nicht vertreten, es komme jedoch zweifellos auf Antigua und Portoriko vor (pag. 184).

1900 und 1903. W. H. Dall: Contributions to the Tertiary fauna of Florida (Wagner Free Institute of Science of Philadelphia, III, I, 1890; III, II, 1892; III, III, 1895; III, IV, 1898, pag. 576—916; III, V, 1900, pag. 949—1218, und III, VI, 1903, pag. 1219—1620, mit zusammen 60 Taf.).

Aus den Gatun beds am Isthmus von Panama finde ich im Floridawerke W. H. Dalls folgende Arten abgebildet:

Glyptostyla panamensis Dall, II., Taf. XIII, Fig. 9
Turritella gatunensis Conr., II., Taf. XVII, Fig. 10
Tellina (Phyllodina) lepidota Dall, Taf. XLVI, Fig. 18
Cyclinella gatunensis Dall, Taf. LII, Fig. 18
Callocardia gatunensis Dall, Taf. LIV, Fig. 1, 15
Pitaria Hilli Dall, Taf. LIV, Fig. 7
Scopharca halidonata Dall (= *Arca consobrina Sow.* und *Guppy*).

Unter der Bezeichnung Isthmus von Darien finde ich *Pecten (Aequipecten) scissuratus Dall* (Part IV, Taf. XXXIV, Fig. 4).

Dall betont in der Vorrede zum Part. IV den chaotischen Zustand der Tertiärpaläontologie, besonders der nacheocänen Faunen und die enorme Mühe und Arbeit, welche sie ihm verursacht.

1904. W. H. Dall hat (Maryland, Miocene, 1904, pag. CXL—CLV) die Beziehungen erörtert zwischen dem Miocän von Maryland und jenem anderer Regionen und der rezenten Fauna. Die Differentiation der Faunen dürfte nach seiner Meinung schon vor dem Tertiär bestanden haben. Die Einwanderung der Nummuliten sei erst im Oligocän erfolgt. Sowohl in Europa wie in Amerika sei das Miocän

eine Hebungsperiode gewesen. Mittelamerika und die Antillen seien fort und fort erhoben worden, da in diesem Gebiete kein marines Miocän nachgewiesen sei. Nord- und Südamerika seien vereinigt gewesen. Das miocäne Meer, dessen Ablagerungen nach den Bohrungen von Galveston 2000 Fuß Mächtigkeit erreichten, wird so weit westwärts reichend angenommen, wie es etwa Lapparent (1906) gezeichnet hat. So weit habe auch der Einfluß der kalten Gewässer gereicht. Das Miocän von Maryland und Virginia wird als der helvetischen Stufe entsprechend angenommen, das norddeutsche und dänische Miocän sei faziell und zeitlich analog dem Miocän des Chesapeakegebietes, während das Miocän des Wiener Beckens, der Schweizer Molasse und des südlichen Frankreich subtropischen Charakter an sich trage.

In einer Übersicht wird die Zahl der überlebenden Formen in den drei Stufen des Miocäns in Maryland angegeben, und zwar für die Calvertformation 9·3%, die Choptankformation 11·4% und für die St. Mary's Formation 12·1%. Im Miocän von Virginia (Suffolk beds) steigt sie auf 19%, in Nordkarolina (Duplin beds) auf 20%; es wird dies mit den Annahmen von Lyell und Deshayes in Vergleich gebracht, welche annahmen, das es im Miocän 17—20% überlebende Formen gebe. Wenn diese Annahme auch nicht unverändert geblieben ist, so fällt diese Zahl doch zwischen die zum Beispiel von Neumayr-Uhlig (Erdgeschichte, II., pag. 312) angenommenen Grenzwerte 10—40%, während für das Pliocän 40—90% überlebende Formen angenommen werden.

1907. Ernest Howe: Report on the Geology of the Canal Zone. Ann. Rep. Isthmian Canal Commission, Appendix E., pag. 108—138).

1909. Ernest Howe: The Geology of the Isthmus of Panama. The American Journ. of. Sc., Sept. 1908, pag. 212—237.

Andesitische Breccien und Laven, Intrusionen, möglicherweise im Miocän, von Gängen und Massen von Andesit und Basalt. Während oder nach der Intrusion Hebung und nachfolgend Erosion; vulkanische Obispo-Breccien unterlagern die Sedimente. Auf der Nordseite feinkörnige Tuffe. Augitandesite bilden das Material der Breccien.

Eocäne Bohio-Formation bei Bohio, Vamos-Vamos und bei Gatun: Konglomerate mit unbestimmbaren Fossilien; große Blöcke aus Hornblende- und Augitandesit mit feinem, sandigen Zwischenmittel.

Vamos-Vamos- und Gatunschichten: unreine kalkige Schiefer oder Mergel von dunkelbrauner Färbung, reich an Fossilien. Zahlreiche größere fossilienreiche, kalkige Konkretionen, feinkörnige Sandsteine und sandige Schiefer zu unterst. Eocänes Alter wird angenommen.

Nach Dalls Bestimmungen wurden gesammelt:

Lupia (Sigaretus) perovata Conr.	*„Pleurotoma" sp.*
Glyptostyla panamensis Dall	*Dentalium sp.*
Turritella gatunensis Conr.	*Cytherea*
Marginella sp.	*Mactra*
Natica (cf. eminula Conr.)	*Corbula*

Tellina — *Liocardium*
Leda sp. — *Pecten*
Pyramidella sp. — *Cardium.*
Ostrea

Sollen dem kalifornischen Eocän entsprechen (Claiborne und Upper Tejon).

Nach Bertrand würden die Bohio-Breccien dem Tongrien in Europa äquivalent sein, an der Basis des Pariser Oligocäns. Beim Kilometer 24·36 erhielt Bertrand aus einer Bohrung *Orbitoides*.

Dall untersuchte Bohrungsmaterial vom Kilometer 24 (20—40 Fuß unter dem Meeresspiegel) und bestimmte es als eocän.

Er fand Fragmente von *Lucina*, *Lima*, *Pecten*, *Cardium*, *Protocardia* und *Ostrea*, einen kleinen *Fusus* (?), *Orbulina* und *Melania* (?) nebst Pflanzenresten (Deltaablagerungen).

Howe hält die Bohiogesteine mit ihren Breccien für jünger als die Obispo-Formation und schätzt ihre Mächtigkeit nach ihrem Einfallen, auf 7 Meilen Distanz, auf fast 1300 Fuß, davon seien 300 Fuß bei Gatun durchbohrt worden.

Die Culebraschichten- und Empirekalkfossilien sollen nach Dall auf eine Riffbildung oligocänen Alters schließen lassen.

Die Mergel von Peña Blanca enthalten *Orbitoides* und werden für nnteroligocän gehalten.

Die Monkey-Hill-Schichten zwischen Gatun und Colon: wohlgeschichtet, kalkige Sandsteine, tonige Sandsteine, Mergel- und Schieferton, offenbar dieselben Gesteine wie sie mir vorliegen, die in den muschelreichen etwas grünsandartig aussehen.

Angegeben werden fast nur Gattungsnamen: *Cardium sp.*, *Liocardium serratum L.*, *Psammobia*, *Cytherea*, *Abra*, *Tellina*, *Chione*, *Turritella*, *Oliva sp.*, *Cadulus*, *Cerithiopsis*, *Agriopoma* und *Cyclinella.*

Unmittelbar darunter lagert ein fossilienreiches grobes Konglomerat, offenbar die dunklen konglomeratischen Ablagerungen, aus welchen mir so viele Fossilien vorliegen. Nach Dall würden diese noch den Fossilien der Bohio beds entsprechen. Howe bezeichnet sie als oligocän.

Sie sollen nach oben in die „jüngeren“ fossilienreichen Sandsteine übergehen. 80 Fuß mächtig soll die Formation bei Gatun bekannt sein, nach roher Schätzung aber nördlich von Gatun bis 500 Fuß (!).

Nach allem ist die Bestimmung des geologischen Alters noch nicht unzweifelhaft festgestellt oder, besser gesagt, die Meinungen sind etwas verschieden [1]).

Da ich mit Dalls Annahme eines oligocänen oder selbst eocänen Alters der Ablagerungen von Gatun rechnen mußte, war es unumgänglich, auch die alttertiären Faunen Europas mit in Vergleich zu bringen.

---

[1]) Die bei der Bearbeitung der Faunen von Gatun zur Vergleichung herbeigezogene Literatur findet sich bei jeder der einzelnen Formen angeführt.

Auf Lamarcks Tafeln (1823) findet sich außer einem *Solen* nichts, was in Betracht gezogen werden könnte. Dasselbe gilt von den Arten in P. Deshayes großen Monographien (Descr. coqu. fossil., Paris 1824 und 1860—1866). Aber auch unter den von Beyrich (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. V, VI und VIII: Die Conchylien des norddeutschen Tertiärgebirges), A. von Koenen (Palaeontographica XVI, pag. 53—128, mit 3 Taf., pag. 145—158 und pag. 223—296, mit 5 Taf. Abhandl. zur geol. Spezialkarte von Preußen, pag. 1—7, 1889—1894, mit 101 Taf.) und O. Speyer (Palaeontographica XVI, 1866—1869, pag. 1—52, mit 5 Taf., pag. 175—218, mit 9 Taf. und pag. 297—333, mit 5 Taf.) zur Abbildung gebrachten Oligocänfossilien Norddeutschlands fand ich keine näherstehende Art.

Auch unter den von A. v. Koenen behandelten und abgebildeten Arten aus dem Miocän Norddeutschlands (Kassel 1872) finde ich keine näherstehende Form, was ich nur darum erwähne, weil W. H. Dall gerade das norddeutsche Miocän als dem nordamerikanischen näherstehend bezeichnet hat.

Daß ich die mir zugekommenen Objekte einer vergleichenden Untersuchung unterzogen habe, könnte mir als ein Akt der Voreiligkeit verübelt werden, da ja voraussichtlich viel reichere Materialien in Amerika selbst einer näheren Bearbeitung unterzogen werden dürften, wie schon aus der Tatsache hervorgehen könnte, daß W. H. Dall die von E. Howe gemachten Sammlungen fast durchweg nur der Gattung nach bestimmte. In dem Verzeichnis (1907—1909), im ganzen nur 17 Genera, finden sich aber nur folgende Gattungen, die in meinem Material nicht vorhanden waren: *Glyptostyla*, *Marginella*, *Dentalium*, *Mactra* und *Pyramidella*, alle übrigen und noch einige weitere habe ich zusammengebracht. Schon aus dieser Gattungenbestimmung zog Howe den Schluß, daß die Ablagerungen von Gatun dem Alttertiär entsprechend seien.

Da sich mir nun bei der Durchsicht der aus meinem Material gewonnenen Arten der Vergleich mit jüngerem Tertiär als notwendig oder doch wünschenswert aufdrängte, wie es ähnlich so schon Herrn Douvillé (1898) ergangen ist, so schien es mir empfehlenswert, die näheren Vergleiche tatsächlich in einer bescheidenen Studie durchzuführen und dabei vor allem auch die europäischen Faunen mit den amerikanischen von Gatun in Vergleich zu bringen. Ja es schien mir bei vielen Formen sogar notwendig, auch die lebenden Formen mit herbeizuziehen. Auf diese Weise hoffte ich, das Für und Wider der Auffassungen über das geologische Alter der Isthmusablagerungen von einem neuen Standpunkte aus erörtern zu können, da ja die Meinungen noch immer recht weit voneinander abweichen. Eine ganze Reihe von Vorstellungen hängt nur von der Lösung der Altersfrage gerade der jüngsten Ablagerungen im Bereiche des Isthmus ab, und dazu dürften ja gerade die Schichten von Gatun mitgehören, wie aus E. Howes Profildarstellung hervorgeht. Vor allem habe ich dabei auch die Vorstellungen im Auge über die Scheidung und Verbindung der beiden Kontinentalmassen und der beiden Ozeane.

Arldt (Entwicklung der Kontinente, 1907, pag. 445 ff.) kommt infolge des Nachweises von miocänen Mittelmeerarten im chilenischen

Miocän zu der Schlußfolgerung, es müsse „noch im Miocän die Verbindung zwischen Mittelmeer und dem Großen Ozean“ bestanden haben, während R. T. Hill, Dall und Howe aus der Verschiedenheit der Arten auf beiden Seiten der Landenge von Panama den Schluß gezogen haben, daß diese Verbindung mindestens seit dem Oligocän nicht mehr bestanden habe, eine Meinung, der sich auch einige deutsche Forscher, wie E. Philippi in seiner Besprechung von Hills Arbeit (1898), angeschlossen haben, der aber die „Behauptung“ der Zoogeographen sehr wohl erwähnt, daß der Isthmus von Panama eine relativ junge Bildung sein müsse.

Neumayr-Uhlig (Erdgeschichte, 1895, II, pag. 413) nahmen an, daß in der letzten Phase der Tertiärzeit oder unmittelbar vor Beginn der Diluvialperiode Nord- und Südamerika durch eine Landbrücke, breiter als der heutige Isthmus, zu einem Kontinent verbunden worden seien. In der Miocänzeit habe vorübergehend eine Landverbindung über die Antillen (Antillenland) bestanden (pag. 415). Während dieser Zeit habe (man vergl. die Karte ebenda, pag. 481) ein Golf des Pazifischen Ozeans bis an das Antillenland gereicht.

Vergleichende Betrachtung der mir zugegangenen Faunen von Gatun.

Schlundknochen eines Scariden (*Scaroides gatunensis n. gen. et sp.*).

(Fig. 3.)

In dem gröberkörnigen dunklen Material fand sich eine mit Schmelz bedeckte Knochenplatte, welche Herr Hofrat Steindachner, dem ich das Stückchen vorlegte, als den unteren Schlundknochen eines Labriden bestimmte. Herr Kustos Siebenrock legte mir zum Vergleiche das Kiemengerüst mit den Schlundknochen vor, von *Scarus chrysopterus Bl.* von St. Thomas (Westindien), freilich ein etwas kleineres Individuum als dasjenige war, von dem mein Stück herstammt.

Dieses ist 16 *mm* breit, 12 *mm* lang, unten (hinten) abgerundet, oben (vorn) fast geradlinig, beide Seitenstücke, die Muskelfortsätze, sind abgebrochen. Der untere Rand ist etwas (konkav) aufgewölbt, der vordere etwas nach vor- und abwärts gebogen. Die mittlere ausgeebnete Zahnfläche ist mit jederseits fünf bogig gekrümmten glänzenden Schmelzlamellen versehen. Die drei hinteren sind breit, die zwei vorderen schmal. Die übrige Zement-Zahnoberfläche ist mit vielen seichten rundlichen Grübchen dicht bedeckt. Die vordere schmale Kante geht nach unten in eine durch eine Mittelleiste in zwei flachmuldige Teile geschiedene Fläche über, die mit der Oberseite einen Keil bildend zusammenstößt. Die rückwärtige bogenförmige Kante der Platte zeigt sich aus mehreren Lagen zusammengesetzt, deren jede aus zahlreichen kleinen, nach oben leicht bogig gekrümmten, dicht nebeneinanderstehenden Pflasterlamellchen besteht. Es ist dies ein etwas anderes Verhalten als bei *Scarus chrysopterus*, bei welchem die Platte aus zwölf Querreihen von flachen, seitlich

verlängerten und vier nebeneinanderliegenden Reihen abwechselnd stehender Zahnlamellen besteht, ähnlich gebaut wie bei meinem Stücke die bogig gekrümmte Seite. Da mir etwas Ähnliches nicht bekannt geworden ist, bringe ich von dem Stücke eine genaue Zeichnung und hoffe, es werde sich von anderer berufenerer Seite näher bestimmen lassen.

Die fossilen Scaridenreste, welche Probst (Württemb. Jahresh. XXX, 1874, pag. 281 ff.) als *Scarus suevicus* und *Scarus Baltringensis* aus der Molasse von Baltringen beschrieben und (Taf. III, Fig. 6 und 7)

Fig. 3.



Schlundknochen eines neuen Scariden (*Scaroides gatunensis n. gen. et sp.*)
a von oben, *b* von unten, *c* Hinterseite. (Größe $^2/_1$.)

abgebildet hat, sehen ganz anders aus, und dasselbe gilt auch von E. Wittichs *Scarus priscus* aus den mitteloligocänen Mieeressanden des Mainzer Beckens (Notizbl. V. f. Erdk., Darmstadt 1898, IV, 19, pag. 44, Taf. I, Fig. 7).

Die von Münster (Beitr. VII, 1846) aus dem Wiener Becken abgebildeten Formen von *Phyllodus multidens* (pag. 7, Taf. I, Fig. 5) von Neudorf und *Ph. subdepressus* (Taf. I, Fig. 7) von Neudorf sehen den unteren Schlundknochen von *Labroideen* sehr ähnlich, haben aber keine weitere Ähnlichkeit mit meinem Stückchen.

Otolithus (Eques) gatunensis n. sp.

(Fig. 4.)

Der Umriß dieses Otolithen ist langgestreckt und nach hinten verschmälert, da die Skulptur der Außenseite in der rückwärtigen Hälfte auf die Innenseite übergreift. Die Ecken sind gerundet bis auf die caudoventrale, die in einen kleinen Zipfel ausgezogen ist.

Die Innenseite ist gewölbt, die Außenseite in der vorderen Hälfte flach, in der rückwärtigen verdickt und mit einer Anzahl von Höckern besetzt.

Der größte Teil der Innenseite wird von dem Sulcus acusticus eingenommen, welcher die typische Form der Sciaeniden erkennen läßt. Ostium und Cauda sind scharf geschieden, die letztere ist anfangs verschmälert, dann verbreitert und in der Hälfte der Längserstreckung senkrecht nach abwärts geknickt. Das Ostium ist langgestreckt, nach vorn verschmälert und durch eine Aufwärtskrümmung des Ventral-

randes fast ganz geschlossen. Dieser Ventralrand des Ostiums ist etwa im vorderen Drittel deutlich eingekerbt.

Der nach der charakteristischen Form des Sulcus acusticus zweifellos zu den Sciaeniden gehörige Otolith stimmt derart mit dem Otolithen des rezenten *Eques acuminatus Bl.* u. *Schn.* überein, daß er als zur Gattung *Eques* gehörig aufgefaßt werden muß. Die Otolithen von *Eques acuminatus* sind nur gedrungener, stärker gekrümmt, besitzen ein kleineres Ostium und ist die Verdickung der Außenseite nicht in Höcker aufgelöst, wenigstens bei den vier mir vorliegenden

Fig. 4.



Otolithus (*Eques*) *gatunensis n. sp.*

a Innenseite, *b* Außenseite, *c* Seitenansicht.

Otolithen aus Saõ Sebastiaõ (Brasilien), die ich Herrn Direktor von Ihering verdanke.

Die in Rede stehende breite Form gehört sicher zu den tertiären Vorläufern des rezenten *Eques acuminatus* oder vielleicht einer ihm nahe verwandten Art.

(Dieser Otolith ist der erste Nachweis des fossilen Vorkommens der Gattung *Eques*.)

Länge 9·3 *mm*; größte Breite 5·3 *mm*; größte Dicke 3·7 *mm*.

Otolithus (*Xenodermichthys?*) *catulus Schub.*

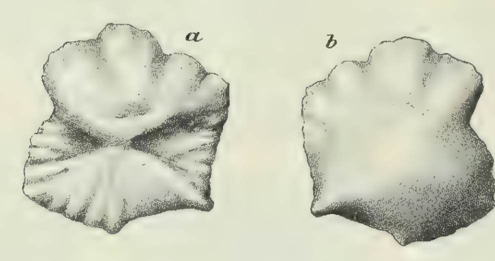
(Fig. 5.)

1908. R. J. Schubert, Brünn, Zeitschrift des Mähr. Landesmuseums, VIII. Bd., pag. 109, Fig. 17.

Mehrere Exemplare, die mit den von mir vor kurzem beschriebenen Otolithen so völlig übereinstimmen, daß ich bei der Variabilität derselben keine Anhaltspunkte fand, sie davon zu trennen. Immerhin ist es möglich, daß die Otolithen vom Panama-Kanal lediglich einer

ganz nahe verwandten Art derselben Gattung angehören, eigentlich sogar wahrscheinlich, wenn man bedenkt, daß die mir bisher bekannt gewesenen Otolithen aus dem mährischen Alttertiär (Neudorf, Pausram), Miocän von Walbersdorf und Pliocän von Bologna stammen.

Fig. 5.



Otolithus (*Xenodermichthys?*) *catulus Schub.*

a Innenseite, *b* Außenseite. (Auch bei den übrigen Otolithen.)

Stark vergrößert.

Die oben zitierte Abbildung ist übrigens nicht ganz gelungen, da die nach dem Vorder- und Hinterrand ausstreichenden Sulcushälften nicht genügend zum Ausdruck gebracht sind.

Länge 1·4 *mm*; Breite 1·3 *mm*.

Otolithus (*Gobius*) *vicinalis Kok.*

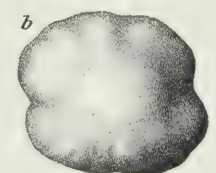
(Fig 6.)

1906. R. J. Schubert, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1906, pag. 644.

Mehrere Otolithen stimmen derart mit den als *Gobius vicinalis* aus dem europäischen Neogen beschriebenen überein, daß sie von

Fig. 6.





Otolithus (*Gobius*) *vicinalis Kok.*

Stark vergrößert.

dieser Form nicht zu trennen sind. Übrigens dürften sie nicht derselben, sondern lediglich einer ganz nahe verwandten Art von *Gobius* angehören.

Länge 1·3 *mm*; Breite 1·2 *mm*.

Otolithus (Gobius) gatunensis sp. nov.

(Fig. 7.)

Ein Otolith, welcher nach der Gestalt des Sulcus acusticus gleichfalls zu *Gobius* gehört, ähnelt sehr den als *Otolithus* (*Gobius*) *pretiosus Proch.* beschriebenen und im österreichisch-ungarischen

Fig. 7.





Otolithus (Gobius) gatunensis sp. nov.
Stark vergrößert.

Neogen nicht seltenen Formen. Er läßt sich jedoch von diesen wenigstens in den vorliegenden Exemplaren durch die starke Verdickung der Außenseite im ventralen Teile unterscheiden, die an den österreichischen nicht beobachtet werden konnte.

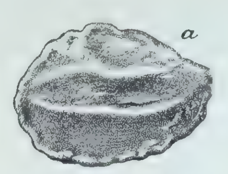
Länge 3·7 *mm*; Breite 2·5 *mm*.

Otolithus (Macrurus) gatunensis sp. nov.

(Fig. 8.)

Ein kleiner Otolith, dessen Sulcus acusticus die charakteristische geteilte Form der Macruriden besitzt und von kollikularen Bildungen erfüllt ist.

Fig. 8.





Otolithus (Macrurus) gatunensis sp. nov.
Stark vergrößert.

Er erinnert am meisten unter den mir bekannten rezenten Formen an die Otolithen von *Macrurus coelorhynchus*, unter den fossilen Otolithen an *Otolithus* (*Macrurus*) *ellipticus Sch.* und *Otolithus* (*Hymenocephalus?*) *labiatus Sch.*, stimmt jedoch mit keiner der bekannten Arten recht überein.

Auffällig ist seine geringe Größe (1·5 *mm* lang, 1 *mm* breit).

Capulus (?) *gatunensis n. sp.*

(Taf. XXV (I), Fig. 1, 2.)

Aus dem feinen, mürben, glaukonitischen Sandstein liegt mir ein kleines Stückchen vor, das nur die etwas abgeblätterte Oberseite erkennen läßt. Das mützenartige Kegelchen erhebt sich über einer unregelmäßig elliptischen Basis, das Spitzchen, das beinahe in der Mitte steht, nur wenig nach vorn gerückt, ist etwas hakig gekrümmt. Von einer Ausrandung vorn ist nichts zu bemerken. Der vordere Abhang ist flacher, der hintere schön bogig gekrümmt. Da die Unterseite nicht freigemacht werden konnte, muß eine nähere Bestimmung unterbleiben. Eine gewisse Ähnlichkeit besitzt beispielsweise *Patella Dutemplei Desh.* (Descr. 1866, Taf. V, Fig. 13—16), eine viel größere Art aus dem Grobkalk. A. v. Koenen bildet (nordd. Unteroligocän) eine sehr kleine *Patella obliquata v. K.* von Unseberg ab, welche in der vergrößerten Zeichnung (Abh. d. geol. L.-A., XIV, Taf. LVIII, Fig. 16) große Ähnlichkeit mit meinen Stückchen besitzt.

Dall hat (Bull. U. S. Nr. 37, Taf, XXV, Fig. 7) eine lebende *Cocculina* (*Dall*) *Rathbuni Dall* abgebildet, welche eine gewisse Ähnlichkeit besitzt, im Profil jedoch abweicht.

F. A. Conrad bildet (1838, pag. 80, Taf. XLV, Fig. 8) etwas äußerlich Ähnliches unter dem Namen *Dispotaea (Sax) constricta* von Calvert Cliffs in Maryland ab. — Auch den Hinweis auf R. P. Whitfields *Discina lugubris Conr. sp.* aus dem Miocän von N. Jersey (U. St. Geol. Surv., Monogr. XXIV 1894, pag. 23, Taf. I, Fig. 1) darf ich nicht unterlassen. Die Profilansicht hat große Ähnlichkeit, nur das langgekrümmte Spitzchen fehlt und die Skulptur zeigt Verschiedenheiten.

Capulus (?) *spec.*

Ein zweites kleines Stück hat einen regelmäßigen Umriß, der an jenen bei *Scutum* (*Parmophorus*) erinnert, doch ist das Schälchen hoch, wie das voranstehend besprochene Stückchen. Im Umkreise treten eigenartige Grübchen auf, deren Deutung ich offen lassen muß. Das Spitzchen ist ganz wie bei jenem, auch nahe der Mitte stehend.

Das erste Stückchen ist 11·5 *mm* lang, 7·8 *mm* breit und 7 *mm* hoch; das zweite Stückchen ist 13·5 *mm* lang, 7·3 *mm* breit und 7·1 *mm* hoch.

Solarium gatunense n. sp. aff. Solarium quadriseriatum Moore.

Taf. XXV (I), Fig. 3.

Drei Exemplare liegen mir vor aus dem feinkörnigen Grünsand; eines neben vielen anderen Formen (*Oliva*, *Turritella* etc.) in einem zu Sandstein gebundenen Gesteinsstücke.

Die allgemeine Form ist jener der von M. Hörnes (Wiener Becken I, Taf. XLIV, Fig. 1, 2, pag. 462) von Grund und Baden abgebildeten Stücke von *Solarium corocollatum Lam.* sehr ähnlich.

Dall führt („Blake") nur drei *Solarium*-Arten aus Westindien an:

Solarium granulatum Lam.
„ *peracutum Dall* und
„ *Sigsbeei Dall.*

Nur die erstgenannte (Tryon IX, Taf. IV, Fig. 53, 54) könnte in Vergleich gebracht werden, wenigstens was die Unterseite anbelangt. Die mir vorliegende stumpfkegelige Form besitzt 7 Umgänge, Vom dicken Umgange ab besitzt jeder Umgang vier deutliche Spiralleisten, die durch tiefe Furchen getrennt werden und in der Richtung der Anwachslinie in flache, tafelförmige Stücke zerschnitten erscheinen, welche Erscheinung erst am letzten Umgange zurücktritt, so daß auf diesem nur die vier flachen, breiten Spiralleisten mit zarter Anwachsstreifung übrig bleiben. Auf der Unterseite trägt der letzte Umgang außer der Knorrenzone am tiefen offenen Nabel fünf ähnlich wie oben gegliederte Spiralen und besitzt eine durch eine Furche geschiedene gerundete Randkante. Gegen die Mündung zu wird die Oberflächenskulptur wie oben vereinfacht, und die dem Nabel zunächst liegende Spirale ist bis ans Ende in quadratische Täfelchen geteilt, die zweite bis vierte Spirale werden gegen den Außenrand zu immer früher fast vollkommen glatt, die fünfte wieder deutlicher isolierte Spirale geht in eine einheitliche, gerundete Leiste über. Aus dieser Beschreibung geht das Unterscheidende deutlich genug hervor.

Von den zahlreichen piemontesischen *Solarium*-Formen läßt sich keine mit meinen Stücken in näheren Vergleich bringen (F. Sacco, Piemont. Parte XII, Taf. I u. II). Am nächten könnte *Solarium humile Mich.* stehen (l. c. Taf. II, Fig. 7). Die Oberseite ist jedoch gleichmäßig körnig, die Unterseite zeigt eine viel breitere Spirale neben jener am Nabelrande, die Täfelung ist nicht ausgeprägt.

W. H. Dall (Florida II, Taf. XXII, Fig. 1—4 und 11—17) bildet eine Anzahl von Arten (*Sol. textilium* und *bellastriatum*) ab, unter welchen sich sicherlich näher verwandte befinden, ohne daß eine Übereinstimmung mit meinen drei gleichartigen Stücken sich ergeben würde. Es sind zumeist als eocän bezeichnete Formen. *Solarium amphitermum Dall* (Fig. 16 u. 16*a*) ist eine miocäne Art, die auf der Unterseite recht ähnlich mit meinen Stücken von Gatun ist; oben jedoch ist die Skulptur ganz verschieden, indem bei der Art Dalls von Greensboro', Md., vier durch ein ungetäfeltes Zwischenfeld getrennte getäfelte Spirallinien auftreten. — Man vergl. auch die von Clark und Martin (Maryland Miocene, Taf. LVIII, Fig. 4) gegebene Abbildung unter derselben Bezeichnung.

G. B. Sowerby (Quart. Journ. VI, 1850, Taf. X, Fig. 8) bildet von San Domingo ein kleines *Solarium quadriseriatum* ab, das unter allen verglichenen Formen die ähnlichste zu sein scheint, nur ist die Täfelung der Spiralen rundlichkörnelig und nicht so scharf viereckig wie bei meinen Stücken.

Mein besterhaltenes Stück hat einen Durchschnitt von 32·6 *mm* bei einer Höhe von 9·3 *mm*.

Turritella Conradi n. sp. (aff. Turritella gatunensis Conr.).

Taf. XXV (I), Fig. 4.

Von *Turritella* liegen mir zwei verschiedene Formen vor, eine einfach ornamentierte, welche sich an die *Turritella bicarinata Eichw.* des Wiener Beckens (M. Hörnes II, XLIII, Fig. 8—12) anschließen dürfte, in vielen Stücken, und eine zweite ansehnlichere, mit reicher Verzierung, welche vielleicht mit *Turritella radula Kiener* (Tryon VIII, pag. 201, Taf. XVIII, Fig. 77) in Vergleich gebracht werden dürfte.

Die erste Form: *Turritella* aus der Formengruppe der *Turritella bicarinata Eichw. T. annulata Kien.* hat ein spitzes Gewinde, wie die zum Vergleich gebrachte miocäne Art; die Streifung ist jedoch deutlich verschieden. Von den lebenden Arten, welche Tryon anführt, könnten vor allem die westafrikanische *Turritella annulata Kiener* (Taf. LXIII, Fig. 85) in Vergleich gezogen werden. Aber auch von dieser unterscheidet die Streifung. Während bei *annulata* außer den feinen Linien nur zwei erhabene stärkere Spiral-Vorragungen auftreten, gesellt sich zu jeder dieser bei den Gatuner Turritellen eine weitere, etwas weniger kräftige. Von diesen Linien ist die der Spitze zu gelegene die beständigere, während die untere bei einigen Schalen deutlich hervortritt, bei anderen an die Naht hinanreicht und bei wieder anderen bei sonst gleichem Verhalten durch schwächere Doppellinien ersetzt wird.

Eine recht ähnliche *Turritella* bildet Sacco (Piemont XXX, Taf. XXV, Fig. 15) als *Turritella Archimedis Brongn. var. tertornatior Sacco* ab. Auch bei dieser Form walten zwei der Spirallinien den übrigen gegenüber bedeutend vor, die übrigen sind jedoch abweichend von jenen meiner Stücke.

Unter den vielen von F. Sacco (Piemont, Parte XIX, Taf. I) abgebildeten Formen von *Turritella tricarinata Br.* ist die Fig. 15 als *T. tricarinata var. communis (Riss.)* abgebildete nicht unähnlich, aber auch Fig. 18 (*var. miofasciata Sacco*) ist von ähnlicher Form, ohne, was die Zwischenlinien und das Profil der Umgänge anbelangt, übereinstimmend zu sein.

Von Gatun bildet W. H. Dall (Florida II, Taf. XVII, Fig. 10) eine *Turritella gatunensis Conr.* ab, und zwar (pag. 310) aus dem Eocän von Florida und aus dem Miocän des Isthmus von Darien, von Gatun und Vamos-Vamos (14 Miles W von Colon) etc. Im Gesamthabitus sehr ähnlich, ist die Beschaffenheit der Spirallinien (nach der Abbildung) eine andere, indem drei gleich weit voneinander abstehende scharfe Linien gezeichnet werden, während bei allen mir vorliegenden Stücken zwei solche Linien vorwalten.

Die Abbildung von *Turritella gatunensis Conrad* (1856, pag. 72, Taf. V, Fig. 20) ist von jener bei Gabb (1881, Tafel XLIV, Fig. 10), ganz verschieden. Die erstere zeigt in dem letzten der erhaltenen Umgänge einige Ähnlichkeit mit meinen sehr wohl erhaltenen Stücken, die älteren sind wohl ganz verzeichnet. Gabbs Abbildung mit „drei oder vier stärkeren und vielen feinen Rippen" (Spirallinien) stimmt recht gut mit jener bei Dall überein. Ich wage nicht die Vereinigung zu vollziehen, ohne die Originale der drei genannten Autoren

gesehen zu haben und glaube recht zu tun, wenn ich meine in so schöner Übereinstimmung stehenden Formen zur Abbildung bringe und neu benenne. Zu den näherstehenden Formen dürfte übrigens auch *Turritella cumberlandia Conr.* gehören, welche Whitfield (Miocän von N. Jersey, Monogr. XXIV, U. S. Geol. Surv. 1894, Taf. XXIII, Fig. 9) abbildet.

Turritella Gabbi n. sp. aff. T. tornata Guppy u. *Turr. altilirata Conr.*

Taf. XXV (1), Fig. 5.

Die zweite Form, welche ich zuerst mit *Turritella radula Kiener* aus der Bai von Guayaquil in Vergleich brachte, ist durch ihre schöne Ornamentierung auf das auffallendste charakterisiert. Auf den ziemlich hohen Umgängen erheben sich zwei durch eine breite mittlere Furche geschiedene Spiralkiele; der obere (gegen die Spitze zu gelegene) Kiel trägt auf den unteren Umgängen zwei zierlich gekörnelte Spiralen, die aber gegen die Spitze zu in eine einzige verschmelzen, der zweite, untere, erscheint einfach; darunter an der Naht stehen zwei feingekörnelte Spirallinien. Zwischen den beiden Kielen liegen mehrere (3—5) feingeperlte Linien, wovon jene in der Mitte der Spiralfurche am kräftigsten ist. Oberhalb des oberen kräftigen Spiralkieles treten nur die Anwachslinien hervor, welche von überaus feinen Spirallinien gekreuzt werden.

Eine ähnliche reichverzierte Art bildet Deshayes (Coquilles foss., Paris 1824, II, pag. 275, Taf. XXXVII, Fig. 10) von Monneville, Maule und Assy unter dem Namen *Turritella granulosa* ab. Sie besitzt jedoch nicht die mittleren Einschnürungen auf den Umgängen.

Im weiteren Verlaufe der Vergleiche fand ich in R. J. L. Guppys Schrift über die Relationen der Tertiärformationen Westindiens (Quart. Journ. Geol. Soc. London 1866, XXII, pag. 570—590) auf Taf. XXVI, Fig. 12, ein *Turritella*-Bruchstück abgebildet und als *Turritella tornata Guppy* beschrieben, welches mit den zahlreichen Bruchstücken, die mir von Gatun vorliegen, in naher Übereinstimmung zu sein scheint. „Ornamented with two spiral keels, each bearing a moniliform row of granules; the upper keel accompanied by a granular line halfway between it and the liniar suture; the roundet concavity between the keels having also two fine liniar spiral rows of moniliform granules.“ Die betreffenden Schichten wurden von Guppy dem Obermiocän zugerechnet. Als Fundort werden angegeben: Cumana, Jamaika und San Domingo.

W. H. Dall bildet (Trans. Wagner Free Inst., Tert. Moll. of Florida III, 1892, Taf. XVI, Fig. 5, 9, 10—13) eine Anzahl schön gezierter Turritellen ab, von welchen *Turritella perattenuata Heilpr.* (Fig. 9) unserer Form beim ersten Blick ähnlich ist; sieht man näher zu, so ergeben sich sofort weitgehende Unterschiede. *Turritella tornata Guppy* wird als vielleicht (?) übereinstimmend angeführt (pag. 306). *Turritella perattenuata Heilpr.* wird als eine pliocäne Form bezeichnet.

In W. M. Gabbs (posthumer) Abhandlung: Descriptions of Carribbean Miocene Fossils (1881) findet sich eine *Turritella altilirata Conr.* (Taf. XLIV, Fig. 9) von Gatun abgebildet, welche ich wohl als meinen Stücken mindestens sehr nahestehend betrachten möchte. Conrads Abbildung (1856, Taf. V, Fig. 19) wird von Gabb als übereinstimmend angenommen. Gemeinschaftlich haben diese Formen die zwei kräftigen Spiralkiele. Die Illustrationen lassen wohl zu wünschen übrig, denn die Skulptur ist denn doch recht verschieden zur Darstellung gebracht und von all dem Detail, welches meine kleinen und großen Bruchstücke erkennen lassen, ist auf beiden Bildern nichts zu bemerken. Mit Recht zieht Gabb Guppys *Turritella tornata* zum Vergleich herbei, nur die Kleinheit der letzteren soll unterscheiden. Guppys Exemplar stellt offenbar nur die ersten Windungen vor, welche weder Conrad noch Gabb vorgelegen haben dürften, während eines meiner Stücke bis nahe zur Spitze hinanreicht und durchwegs dieselbe reiche und überaus zierliche Ornamentierung erkennen läßt. Gabb hat sicherlich recht, wenn er *Turr. tornata Guppy* und *Turr. gatunensis* als nahe verwandt bezeichnet, so daß sie einer gleichen Herkunft seien. Ich schließe mich dem mit meiner Form an.

Natica Guppiana n. f. (*aff. Natica sulcata Guppy*).

Taf. XXV (I), Fig. 6.

Drei Stücke verschiedener Größe einer überaus wohl charakterisierten Art liegen mir aus dem feinkörnig glaukonitischen, mürben Sandstein vor.

Die schön gerundeten Umgänge besitzen Anwachslinien, welche gegen die Spitze der Schale zu überaus kräftig und auffallend eingegraben erscheinen. Die Nabelseite zeigt einen offenen Nabel und eine Schwiele, die nach dem Unterrande durch eine enge und tiefe Furche von der Schalenoberfläche geschieden wird. Es sind dies Erscheinungen, welche auf das auffallendste mit jenen der so überaus weit verbreiteten rezenten *Natica maroccana Ch.* = *marochiensis Gmel.* übereinstimmen. (Nach Tryon VIII, pag. 22, in Westafrika, Westindien, Panama, Philippinen, Australien etc. verbreitet.)

Natica epiglottina Lam., mit welcher Sacco (Parte VIII, Taf. II, Fig. 23) *N. helicina M. Hörnes* aus dem Wiener Becken vereinigt, hat in der Nabelgegend nur eine kleine Schwiele und fehlen ihr, wie den übrigen abgebildeten Stücken, die scharfen Furchen an der Oberseite der Schale.

D'Orbigny hat (1853, Moll. II, pag. 34, 35, Taf. XVII) zwei *Natica*-Arten zur Abbildung gebracht, als *Natica uberina d'Orb.* (Fig. 19) und als *Natica lacernula*, welche in bezug auf die Beschaffenheit des Nabels einige Ähnlichkeit besitzen. In der Form würden meine Stücke zwischen beiden stehen. Der Nabel meiner Stücke ist mehr geöffnet, indem die Schwiele unterbrochen erscheint, die enge Furche zwischen Schwiele und Schale ist ähnlich so wie bei der

Natica lacernula. Natica sulcata Desh.[1]) (Quart. Journ. Geol. Soc. 1866, XXII, pag. 290, Taf. XVIII, Fig. 14, 15) zeigt in bezug auf die Gestaltung des Nabels volle Übereinstimmung, nur die Streifung läßt sich nach der Abbildung nicht scharf genug erkennen. Auf jeden Fall ist dies die ähnlichste Art unter den in Vergleich gebrachten.

Das beste meiner Stücke mißt 18 *mm* in der Länge und 18 *mm* in der Dicke; das kleinste ist 4·3 *mm* lang und ebenso breit.

Natica spec. ind. (vielleicht *aff. Natica helicina Brocc.*).

Nur ein unvollkommenes, etwas zerdrücktes Stück läßt von den tiefen Furchen an der Naht nichts wahrnehmen und könnte an *Natica helicina Brocc.* (M. Hörnes, Wiener Becken II, Taf. XLVII, Fig. 7) erinnern. Es treten nur gleichmäßig gedrängt stehende Anwachslinien auf.

Sigaretus (*Lupia Conrad*) *gatunensis n. sp.* (nahestehend dem lebenden *Sigaretus perspectivus Say.*).

Taf. XXVIII (IV), Fig. 3.

Eine ganz flache Schale von 22 *mm* größtem Durchmesser und nur 6 *mm* Höhe, mit gleich starken Spirallinien. Anwachslinien sind kaum angedeutet. Noch flacher (aber auch kleiner) als der westindische *Sigaretus haliotoides L.*

Sigaretus perspectivus Say., welcher aus „America borealis" vorliegt, ist in der Größe, Schalenhöhe, Windung und Spiralstreifung von einer geradezu überraschenden Ähnlichkeit, vielleicht ist die Spiralstreifung etwas gedrängter.

Strombus gatunensis n. sp. (*aff. Strombus Bonelli Brong.*).

Taf. XXV (I), Fig. 7.

Aus dem feinsandigen Gestein liegt mir ein Stück vor, dessen Schale zum größten Teil erhalten ist. Es ist ein Jugendexemplar und dürfte etwa 46 *mm* lang und 32 *mm* dick gewesen sein. Die Naht liegt über den Buckeln der vorhergehenden Umgänge, so daß diese zum Teil vollkommen überdeckt erscheinen. Recht ähnlich ist die zum Vergleich herangezogene lebende Art *Strombus subcinctus L.*, welche mir von Java vorliegt, eine Form mit etwas höheren und spitzeren Anfangswindungen und überhaupt von weniger gedrungenem Bau. Mein Stück ist viel stärker aufgebläht. In der allgemeinen Form wird dieses Stück dem *Strombus Bonelli Brug.* recht ähnlich (man vergl. M. Hörnes, Wiener Becken I, Taf. XVII, Fig. 4, pag. 189), wenn man sich dessen Dornen vollkommen abgeflacht und die Naht weiter hinaufgezogen denkt. Der letzte Umgang meines Stückes ist

---

[1]) Der Name *Natica sulcata* findet sich bei Deshayes nicht; er wurde von Grateloup gegeben, Taf. X (*Natica* V), Fig. 22, 23, stellt jedoch eine ganz andere Form dar.

unterhalb der Naht mit 3—4 nach unten und ganz unten mit 7—8 nach oben sich ganz abschwächenden Spirallinien bedeckt. Die älteren Umgänge besitzen wohl ausgeprägte Spirallinien, welche über die nicht sehr starken Höcker hinwegziehen. Diese sind am obersten erhaltenen Umgange langgezogen, etwa 30 im Umgange und gehen dann allmählich in weniger gedrängt stehende rundliche Höckerchen über, die, wie gesagt, zur Hälfte unter die Naht zu liegen kommen. Am jetzten Halbumgange stehen dann nur mehr sieben.

Strombus sp. Vielleicht *Strombus gatunensis n. sp. var.*

Taf. XXV (I), Fig. 8.

Nur ein kleines Stück mit abgebrochener Außenlippe liegt mir vor, das ich mit den Jugendexemplaren von *Strombus radix Brongn.* vergleichen möchte, wie sie von F. Sacco (Piemont XIV, Taf. I, Fig. 1) abgebildet wurden. Das mir vorliegende Stück besitzt nur etwas gedrängter stehende, schön gerundete Knoten und auf den obersten Umgängen ausgesprochene, gedrängt stehende Querstreifwülste, welche allmählich in die Knoten übergehen. Es wäre sehr möglich, daß man es dabei mit einem Jugendexemplar des größeren, etwas älteren *Strombus* zu tun habe, wenigstens verhält sich die Skulptur der obersten (älteren) Windungen ganz ähnlich wie bei der kleineren Jugendform. Die rundlichen Höckerchen sind jedoch ganz entblößt, die allgemeine Form ist etwas schlanker und ist die ganze Oberfläche mit scharf ausgeprägten Spirallinien bedeckt.

Die Gesamtlänge dürfte 33 *mm* betragen haben bei einer größten Dicke von zirka 17—20 *mm.*

Strombus spec. ind.

Ein etwas zerdrücktes Stück eines fast glatten *Strombus* mit verhältnismäßig wohl erhaltener Außenlippe liegt mir aus dem feinsandigen glaukonitischen Gestein vor, das kleine lignitische Stückchen umschließt. Der obere Lappen der Außenlippe ist ganz ähnlich so vor- und hinaufgezogen, wie es etwa von G. B. Sowerby (Quart. Journ. G. Soc. VI, 1850, pag. 48, Taf. IX, Fig. 7) bei *Strombus Haitensis* gezeichnet wird, dessen Skulptur jedoch eine wohlausgeprägte ist.

Der letzte Umgang ist zirka 27 *mm* lang und hat 29 *mm* im Durchmesser.

Dolium? (Endolium) spec. ind. (aff. D. denticulatum Desh.).

Ein Steinkern mit Resten der Schale, der nicht unähnlich ist der von Mor. Hörnes (l. c. I, Taf. XV, Fig. 1) von Grund abgebildeten Art: *Dolium denticulatum Desh.* (als selten bezeichnet). W. H. Dall (Reports on the Res. of Dredging in the Gulf of Mexico by the U. S. Coast Survey Steamer „Blakes“, Cambridge, Bull. Comp. Zool. XVIII, 1889) hat zwei lebende Arten besprochen: *Dolium*

(Endolium) Crosseanum Monterosato (l. c., pag. 232, Taf. XV, Fig. 5, Bull. U. S. N. M. LXII, Fig. 83) aus 138 und 200 Faden Tiefe bei Dominica und bei Barbados und *Endolium Verilli Dall* (l. c., pag. 233) aus 73 Faden Tiefe bei Granada. Grateloup (Conchyl. Bordeaux 1840) bildet (Taf. XLVII, Fig. 3) als *Dolium Deshayesanum* eine Art ab, welche in der Form recht ähnlich ist, doch scheint die Anzahl der Spiralfurchen eine größere zu sein.

Meinem Stück fehlen die älteren Windungen. Wie es vorliegt, hat es 50 *mm* Länge (oder Höhe) und 44 *mm* Dicke.

Es liegt mir nur noch ein zweites, viel kleineres und noch unvollkommener erhaltenes Stückchen vor.

Ficula (Pyrula) sp. cf. Ficula condita Brongn.

Nur ein unvollständig erhaltenes Stück liegt mir vor, welches sich mit der genannten Art in nahe Verbindung bringen läßt. Ich vergleiche die Abbildung (F. Sacco, Piemont, P. VIII, Taf. I, Fig. 28) bei Sacco, also die ganz stumpfe Form (*var. araneiformis Sacco*) mit kräftigen Spirallinien, über welche scharfe Längslinien mit feinen Knötchen an den Kreuzungsstellen hinüberlaufen. Eine vielleicht noch ähnlichere Form hat Sacco (Piemont XXX, Taf. XXII, Fig. 12) als *var. compressa* bezeichnet. Die Abflachung der Spitze würde an *var. superplanata* (l. c., Fig. 11) erinnern. R. Hörnes (R. H. und Auinger, Taf. XXXV, Fig. 1, 2) bildet *Pyrula (Ficula) geometra Borson* von Vöslau und Steinabrunn ab, welche eine ganz ähnliche Skulptur, aber eine vorgezogene Spitze besitzen, während mein Stück oben ganz abgeflacht ist, bei ganz gleicher Gitterung auch dieser Schalenpartie.

Das Stückchen ist zirka 12 *mm* lang und hat 12·5 *mm* im Durchmesser.

Leucozonia (Lagena) spec. aff. Leucozonia smaragdula Lin.

Taf. XXV (I), Fig. 9.

Ich besitze nur ein an der Spitze verbrochenes Exemplar aus dem fester gebundenen feinkörnigen Grünsande. Herr Dr. Oberwimmer legte mir im Hofmuseum mehrere Stücke von *Leucozonia smaragdula Lin.* von den Nicobaren vor, die in der Form der Schale auf das vollkommenste übereinstimmen. Die scharfe Außenlippe ist ebenso scharf wie an dem Stück von Gatun. Dieses unterscheidet sich nur durch die etwas feinere Spiralstreifung. Eine formelle Ähnlichkeit hat *Sconsia Beyrichi Mich.*, wie sie von F. Sacco (Piemont, Parte VII, Taf. II, Fig. 28) abgebildet wurde. Nur der Saum an der Außenlippe fehlt an meinem Stücke. Es dürfte bei 30 *mm* Länge besessen haben bei einer Dicke von 20 *mm.*

Triton sp. (nov. spec.?).

Taf. XXVIII (IV), Fig. 5.

Nur ein unvollständiger Steinkern (es sind nur die zwei letzten Umgänge erhalten) mit Resten der offenbar nicht sehr dicken Schale

liegt mir vor, den ich nicht näher zu bestimmen wage, aber zur Abbildung bringe, in der Hoffnung, daß sich anderswo etwa bessere Stücke finden, die eine nähere sichere Bestimmung ermöglichen. Der letzte Umgang ist stärker aufgebläht und geht in einen schmalen Kanal über. Der wulstige Mundrand erinnert mich an jenen bei *Triton corrugatum Lam.*, wie ihn M. Hörnes (Wiener Becken I, Taf. XX, Fig. 3) abgebildet hat. Die Oberfläche des letzten Umganges ist mit feinen Spirallinien von etwas verschiedener Stärke dicht bedeckt, die Querwülste sind schwach erhöht und sind nur auf dem letzten Umgang deutlich wahrnehmbar. An der Spindel ist die Ornamentierung durch eine sehr dünne Innenlippe verhüllt. Der Kanal ist, wie gesagt, sehr eng. Die größte Weite meines Stückes beträgt 34 *mm*, bei einer größten Weite des letzten Umganges von 24 *mm*. Bei der Untergattung *Gutturnium* finde ich Arten, die am nächsten stehen dürften, wenn auch ihre Skulptur eine abweichende ist durch das Vorwalten mehrerer kräftiger Spiralrippen. Verglichen habe ich von lebenden Formen zum Beispiel *Triton* (*Gutturnium*) *cynocephalum Lam.* von den Philippinen.

Distorsio (*Distortrix*, *Persona*) *gatunensis n. sp.*

Taf. XXV (I), Fig. 10.

Es liegen mir zwei gute, der Gattung nach sicher bestimmbare Stücke vor. Das besser erhaltene meiner beiden, in voller Übereinstimmung stehenden Stücke, besitzt sieben Umgänge, deren beide erste glatt sind, dann folgen drei Umgänge mit je drei kräftigen Spirallinien, die von kräftigen Rippen durchquert werden, und zwar so, daß an den Kreuzungsstellen spitze Knötchen entstehen, die besonders auf dem vierten und fünften Umgang scharf hervortreten. Der Querrippen sind am fünften Umgang neun am halben Umkreise vorhanden. Die starken Aufblähungen der Schale beginnen erst am sechsten Umgange. Der letzte Umgang trägt acht Spirallinien. Das Ende des Kanals ist abgebrochen. Von einem Callus ist an meinem guten Stücke nichts wahrzunehmen.

Das abgebildete Stück ist 32 *mm* lang und 21 *mm* breit.

Ich möchte meine Stücke mit der lebenden *Distorsio decipiens Reeve* vergleichen, weil sie im allgemeinen Aussehen, vor allem in der Skulptur, die meiste Ähnlichkeit mit dieser Art zeigen. Auch die Mündung ist von großer Ähnlichkeit, leider ist das Kanalende abgebrochen, am oberen Teil der Innenlippe sind jedoch nur zwei Zähne vorhanden; die Außenlippe ist etwas weniger verbreitert, die Bezahnung ist wieder ganz ähnlich und auch in der Zahl der Zähne übereinstimmend. *Distorsio ridens Reeve* liegt mir in viel größeren Exemplaren vor; hat einen länger ausgezogenen Kanal und gleichfalls eine breitere Außenlippe als mein gutes Stück. Dall führt aus den amerikanischen Gewässern (Westindien etc., „Blake“ 1889, II, pag. 221) *Distortrix reticulata Link* an, welche er mit *Triton clathratum Lam.* und *cancellinum Deshayes* und anderen vereinigt. R. Hörnes (R. Hörnes und Auinger, Gastropoden der I. und II. Mediterranstufe) führt

Triton (Distorsio-Persona) cf. tortuosum Bors. von Lapugy, Kostej und Forchtenau an (Taf. XXII, Fig. 11—13), eine Form, welche sich schon durch ihre ganz andere Skulptur von meinen Stücken unterscheidet. *Triton cancellinum* (Tryon III, pag. 35, Taf. XVII, Fig. 175 bis 178) ist sicherlich eine sehr nahestehende Form (besonders Fig. 178 erscheint sehr ähnlich).

Die Abbildungen, welche Bellardi (Piemont e Liguria I, Taf. XIV, Fig. 17, und Taf. XV, Fig. 4) von *Persona tortuosa Borson* gibt, beziehen sich auf ein sehr großes Exemplar, jene von *Persona Grasi Bell.* (ebenda Taf. XIV, Fig. 18) aus dem oberen Miocän zeigt fast gar keine Unregelmäßigkeit der Windungen und ist in der Bezahnung der Lippen verschieden.

Triton nodularium Desh. (Descr. 1824, Taf. LXXX, Fig. 39—41) von Grignon hat eine gewisse Ähnlichkeit in der Skulptur. Die Beschaffenheit der Lippen unterscheidet auf das bestimmteste.

Guppy (Jamaika 1866, Taf. XVII, Fig. 13) bildet *Persona simillima Sow. sp.* ab, welche Art von meinen Stücken durch die fehlenden Aufblähungen der Umgänge und die wohlentwickelte Innenlippe unterscheidet. Die Skulptur der Schale ist recht ähnlich.

Phos gatunensis n. f. aff. Phos elegans Guppy.

Taf. XXV (I), Fig. 11; Taf. XXVIII (IV), Fig. 6.

Ein kleines, recht gut erhaltenes Stück liegt mir neben einem zweiten, weniger gut erhaltenen vor, welches sich von dem zum Vergleich herbeigezogenen rezenten Stück von *Phos veraguensis Il.* von Puebla Nuevo von der Westküste von Veragua (pazifische Art) durch den etwas gedrungeneren Bau und gedrängter stehende Längsknotenreihen unterscheidet. *Phos veraguensis* scheint übrigens nach den von Tryon gegebenen Abbildungen (Conchil., Taf. LXXXIV, Fig. 530 und 531) sehr variabel zu sein. Beim ersten Anblick könnte man an Cancellarien denken und etwa an *Cancellaria elegans Desh.* (Descr. 1824, Taf. LXXIX, Fig. 25) von Grignon etc. erinnert werden, doch unterscheidet die Faltenlosigkeit der Spindel, über welche bei meinem Stück die Spiralstreifen hinüberziehen.

Unter den von Bellardi (III, Taf. I) abgebildeten Formen finde ich bei *Phos (Cominella)* nichts zu vergleichen, wohl aber sind einige der *Nassa*-Arten in der Skulptur überaus ähnlich, zum Beispiel *Nassa bisotensis Depont* (III, Taf. IV, Fig. 21 und 22). Die wohl entwickelte Innenlippe unterscheidet, da von dieser an meinen Stücken auch nicht die leisete Andeutung vorhanden ist.

Phos decussatus von Koenen (Miocän N.-Deutschl., Cassel 1872) von Antwerpen steht weit ab.

Phos veraguensis wurde von Hinds (auf dem „Sulphur") in der Bai von Veragua gefunden.

Nahe dürfte *Phos elegans Guppy* (1866, pag. 290, Taf. XVI, Fig. 13) stehen, von dem sich meine Stücke nur durch die schlankere Form unterscheiden, sowie durch die gröberen Spirallinien und durch die viel schwächere Außenlippe.

Phos Moorei Guppy (l. c., Taf. XVI, Fig. 11) unterscheidet sich außer der Größe durch die kräftige Ornamentierung. Guppy vergleicht diese Form mit *Phos veraguensis Hinds.* Mein Stück hat 12 Spirallinien, während bei *Phos elegans Guppy* wenigstens 20 auftreten. In dieser Beziehung stände *Phos Moorei* näher, es besitzt nur 14 solche Linien.

Phos erectus Guppy (Geol. Mag. 1874, Taf. XVI, Fig. 1) gehört auch in den Kreis der verwandten Formen, unterscheidet sich jedoch durch die geringe Zahl der Rippen sehr leicht.

Das kleinere meiner Stücke dürfte (ergänzt nach einem anderen Stück) etwa 22·5 *mm* lang gewesen sein bei einer Dicke von 10·6 *mm*. Das größere war 27—28 *mm* lang bei einer Dicke von 15 *mm*.

Fusus (Latirus) spec. aff. Fusus Iriae Bell.

Zwei nur in unvollständigen Exemplaren vorliegende Stücke erinnern lebhaft an die miocänen und pliocänen *Latirus*-Formen, welche Bellardi und Sacco unterschieden haben. *Latirus Iriae Bell.* zum Beispiel (Sacco, Piemont, Parte IV, pag. 37, Taf. II, Fig. 10) hat in der Form und Skulptur der Schale viele Ähnlichkeit, nur ist der Kanal viel kürzer, in dieser Beziehung käme etwa *Latirus fornicatus Bell.* (Sacco = *F. crispus Bors*, ebenda, Taf. II, Fig. 29) in Betracht, mit welcher Art Sacco auch v. Koenens *Fusus crispus* (Norddeutsche Moll.-Fauna, pag. 172) in Verbindung bringt. Von einer Innenlippe ist bei meinen unvollkommenen Stücken nichts zu sehen, dagegen treten die Rippchen an der Außenlippe deutlich hervor, wie bei der erstgenannten Form. Von amerikanisch-atlantischen lebenden Formen ist *Fusus caloosaënsis Heilpr.*, wie ihn W. H. Dall (Bull. U. S. N. M., Taf. XXIX, Fig. 4) abbildet, recht ähnlich. Es ist eine viel größere Form. Der Hauptunterschied liegt darin, daß bei meinen kleinen Exemplaren zwischen den ganz analogen stärkeren Spirallinien noch sehr feine Linien auftreten, ähnlich so, wie es bei dem schlanken *Fusus eucosmius Dall* (ebenda, Taf. XXXV, Fig. 5) der Fall zu sein scheint.

Oliva gatunensis n. sp. (*aff. Oliva carolinensis Conr. [Whitf.] = litterata Conr.*).

Taf. XXV (I), Fig. 12.

Eine der häufigsten in allen den verschiedenen Ablagerungen von Gatun vorkommenden Arten. Von der sehr „seltenen" Grunder Art *Oliva clavula Lam.* (Hörnes I, Taf. VII, Fig. 1) unterschieden durch die etwas gedrungenere Form, durch den Mangel des Bandes und durch die an der Spindel weit hinanreichenden kurzen Falten, welche auf der ersten auch bei *O. clavula* an der Basis auftretenden Hauptfalte liegen und über die zweite Hauptfalte weit hinauf reichen. Von der farbigen Streifung (Anwachsstreifen) sind bei einzelnen mit der wenig veränderten glänzenden Schale erhaltenen Stücken Spuren zu erkennen.

T. Say (l. c., 1830) bildet eine *Oliva litterata Lam.* ab (Taf. III), welche eine ganz ähnliche Faltung an der Innenlippe zeigt. Die Schalenspitze ist jedoch mehr vorgezogen, die Form überhaupt schlanker als meine zahlreichen und übereinstimmend gebauten Stücke. *Oliva litterata Lam.*, wie sie von Clark und Martin (Maryland Miocene, pag. 169, Taf. XLIV, Fig. 1) abgebildet wird, ist in der Form recht ähnlich, bis auf das viel spitzere Gewinde und auf die Faltung an der Innenlippe, die bei meinen Stücken zahlreiche Fältchen zunächst dem Ausguß aufweist und bei welchen die Faltung, wie gesagt, weiter hinauf reicht.

R. P. Whitfield hat (Monogr. XXIV, U. S. Geol. Surv., 1894, pag. 109, Taf. XIX, Fig. 8) aus dem Miocän von N. Jersey die *Oliva litterata Conr.* als *Oliva carolinensis Conr.* zur Abbildung gebracht. Die Formverhältnisse sind gegeben durch 53 *mm* (Länge) und 20 *mm* (Dicke).

Oliva liodes Dall aus dem Chipulaoligocän (Florida LVIII, 1) ist sicherlich eine nahestehende Form mit ganz ähnlicher Spindelfaltung, nur sind bei meinen Stücken die untersten Falten gedrängter stehend und mehr nach aufwärts (gegen die Spitze hin) gezogen. Auch ist das obere Band meiner Stücke viel breiter als bei Dalls Art.

Keine der von Deshayes (Descr. 1824 XCVI) abgebildeten Arten von *Oliva* läßt die Beschaffenheit der Innenlippe erkennen.

Von europäischen Tertiärarten würde *Oliva Dufresnei Bast.* von Mérignac, Saucats etc. (Bordeaux, Taf. II, Fig. 10) zu vergleichen sein, besonders nach der von Bellardi („Porphyria“ III, Taf. XV, Fig. 26) gegebenen Abbildung. Die Bezahnung und Faltung an der Innenlippe unterscheidet jedoch ganz bestimmt. Auch die Schalenspitze ist bei den Stücken von Gatun weniger spitz als bei der viel schlankeren *O. clavula Lam.* und *Dufresnei Bast.*

Dieselbe Art gab Beyrich (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1853, V, pag. 303, Taf. II, Fig. 7) auch von Düsseldorf an, als eines der häufigsten Petrefakten des Bolderberges. Schon Heilprin (1884, pag. 100) hat auf die Verschiedenheit von *Oliva clavula* (M. Hörnes) von *O. litterata Lam.* hingewiesen.

Das größte meiner Stücke ist 32 *mm* lang, davon entfallen noch 27 *mm* auf die Höhe der Mündung, und 13·3 *mm* dick (2·7 *mm* entfallen auf die Breite der Mündung). Ein zweites Stück ist 29 *mm* lang und 13 *mm* dick. Das kleinste Stück ist 18 *mm* lang und 8 *mm* dick.

Cancellaria dariena n. sp.

Taf. XXV (I), Fig. 13; Taf. XXVIII (IV), Fig. 2.

Verwandt mit *Cancellaria Conradiana Dall* und *Cancellaria reticulata L.* (lebend von Antigua).

Ich habe nur ein wirklich gutes Stück, welches der Dallschen Art nach der Abbildung sehr ähnlich ist. Nur der erste Umgang ist glatt, die nächsten zeigen viel stärkere Längsrippen, die erst am fünften Umgange mit den Spirallinien gleich stark werden. In der Mitte des letzten Umganges sind die Spiralstreifen gleich stark,

während sich gegen die Naht sowohl als auch gegen das Spindelende je zwei feine Zwischenlinien einstellen.

Vielleicht könnten vereinzelt auftretende stärkere Querwülste eine Unterscheidung bedingen. Die Spindelfalten sind jenen bei *Canc. Conradiana Dall* ganz ähnlich, doch ist eine sehr dünne Innenlippe vorhanden.

W. H. Dall (Florida I, 1890, pag. 42, Taf. III, Fig. 13) vergleicht seine Art mit der lebenden *Cancellaria reticulata Linné* aus dem Golf von Mexiko, welche etwas gedrungener ist. Als Maße gibt er an: 34 *mm* Länge und 19 *mm* Weite. Mein gutes Exemplar ist 27 *mm* lang und 16·5 *mm* breit (der letzte Umgang mißt 17·6 in der Längsrichtung), es ist somit etwas gedrungener als *Cancellaria Conradiana* und etwas schlanker als *Cancellaria reticulata L.* (34:23), welche auch im Postpliocän von Südcarolina auftritt. — In der Tabelle der Arten aus den Waccamaw Beds wird sie von Todds Ferry mit der Bezeichnung *P* (Pliocän) angeführt. — Im Part. II (1892, pag. 224) wird für die angeführte Art die Bezeichnung *var. rotunda* hinzugefügt für ein Vorkommen aus dem neueren Miocän von Magnolia in Nordcarolina. — Bei der *C. reticulata L.* von Antigua sind Spiral- und Querstreifen gröber und erscheint der Ausgußwulst kräftiger und nicht so gestreckt wie bei meinem Stücke.

Eine zweite zum Vergleich herangezogene Art ist *Cancellaria* (*Merica*) *elegans Sow.* von Ceylon, welche jedoch viel feiner und dichter gerippt erscheint.

Unter den vielen Pariser Formen könnte *Cancellaria evulsa Sow.* (Deshayes, Coqu. Foss. 1824, Taf. LXXIX, Fig. 27 und 28) verglichen werden, eine gröber gerippte Form, aber auch die kleine und schlankere *Cancellaria elegans Desh.* (l. c. Taf. LXXIX, Fig. 24—26) besitzt eine große Ähnlichkeit.

Cancellaria dariena n. sp. var.

Taf. XXVIII (IV), Fig. 1.

Ein zweites gut erhaltenes Stück unterscheidet sich von dem vorstehenden durch die mehr gedrungene, fast bauchig zu nennende Gestalt, durch die gleichmäßigere Ornamentierung, indem außer zwei zarten Zwischenlinien gegen die Naht gleich starke Spiralstreifen von gleich starken Querrippen gekreuzt werden. Gemeinsam ist die Knötchenbildung auf den Durchkreuzungsstellen. Die Spiralstreifen sind an einer Stelle abgescheuert und es lassen sich hier immer zwei feine Linien wahrnehmen, welche zeigen, daß die Spiralstreifen im Innern hohl sind. Die Spindel ist gegen unten stark gekrümmt. Man wird versucht, an eine andere Art zu denken, da mir jedoch nur ein Stück vorliegt, das im allgemeinen Aussehen an die vorige Form anschließt, mag es einstweilen als Varietät der vorigen Art angesehen werden.

Länge der Schale 24·5 *mm*, Weite der Schale 16·0 *mm*. Der letzte Umgang mißt 15·8 *mm*.

Terebra (Oxymeria) gatunensis n. sp. (aff. Terebra dislocata Say).

Taf. XXV (I), Fig. 14.

Nur ein sehr hübsches Stück liegt mir vor, dem die Außenlippe und die ersten Windungen fehlen. In der Form ähnelt es der *Terebra fusiformis Hörnes* (M. Hörnes II, Taf. XI, Fig. 31), nur sind die Spirallinien auffallend stark, wodurch die Oberfläche wie gegittert erscheint. Mein Stück ist 31·5 *mm* lang und 8·5 *mm* dick. Unter den rezenten Formen, die sich in der zool. Samml. d. k. k. Naturh. Hofmuseums finden, möchte ich die aus dem borealen Amerika stammende *Terebra dislocata Say* zum Vergleiche herbei ziehen, eine Form, die nach Tryon (VII, pag. 18, Taf. IV, Fig. 63—67 und 69, Taf. XII, Fig. 31) auch aus Westindien und Nordcarolina bekannt ist. Eine sicher damit übereinstimmende Form hat Dall aus dem Miocän von Duplin in Nordcarolina beschrieben; eine etwas gedrungener als die rezente Form gestaltete, die er als *var. indenta* bezeichnete (Florida VI, 1903, Taf. LIX, Fig. 7).

Das mir vorliegende Stück gehört zu den schlanken Formen. Außer dem Band an der Naht treten noch sieben Spirallinien von Naht zu Naht auf (bei *T. dislocata* nur vier); Querrippen stehen zirka 12 am Halbumgange (gegen zirka 7—8 bei *T. dislocata*). Schon darin ist ein ausreichendes Unterscheidungsmerkmal gegeben.

Von den bei Grateloup (Conchyl. Bordeaux 1840, Taf. XXXV) abgebildeten Formen könnte man etwa an *Terebra plicatula Brocc.* (l. c. Fig. 32) etwas erinnert werden, doch ist das Band viel schmäler und fehlt die Gitterung. Dieselbe Art findet sich schon bei Basterot (Env. de Bordeaux 1825, Taf. III, Fig. 4) abgebildet, und zwar mit viel breiterem Band.

Fr. Sacco bildet ganze Reihen von gegitterten Formen mit deutlichem Bande ab. Vor allem käme sein *Strioterebrum reticulare Pecch.* (Piemont, Parte X, Taf. II, Fig. 20—34) in Betracht. Es sind durchweg schlankere Formen mit schmalem Bande. Man vergleiche auch Sacco, Parte XXX, Taf. XXIII, Fig. 36—40, und zwar besonders Fig. 39 (*var. cingulacostata Sacco*).

Terebra Wolfgangi n. sp.

(Verwandt mit der lebenden *Terebra pertusa Born.*)

Taf. XXVIII (IV), Fig. 7.

Aus einem großen Stücke des hellen, auch gröberkörnigen glaukonitischen Sandsteines gelang es mir ein fast vollständiges Exemplar einer sehr hohen und schlanken Form herauszupräparieren, dem nur die obersten (ältesten) Windungen fehlen; erhalten sind 11 Umgänge. Dieses Stück läßt die, schon auf Grundlage der Abdrücke in dem dunklen Gesteine geschlossene Verwandtschaft mit *Terebra pertusa Born* näher verfolgen.

Das Gewinde ist sehr spitz, noch spitzer als bei der in Vergleich gebrachten Schale. Die Umgänge besitzen eine sehr scharf ausgeprägte Spiralfurche, viel schärfer als bei dem Vergleichsstücke,

oder bei *Terebra bistriata*, wie sie R. Hörnes (H. und Auinger, pag. III, Taf. XII, Fig. 24) von Lapugy abgebildet hat.

Die Querrippen der Umgänge sind viel zahlreicher (etwa 34—40 am Umgange) und verlaufen, nur oben etwas gekrümmt, fast geradlinig und sind oberhalb der Furche etwas stärker. In den Zwischenräumen zwischen diesen Rippen sind feinere Spirallinien, vier an der Zahl, deutlich sichtbar, deutlicher als bei der gleichfalls nahestehenden *Terebra Basteroti Nyst.* (M. Hörnes I, pag. 133, Taf. XI, Fig. 27—28). Die Mündung ist ähnlich jener der in Vergleich gebrachten Stücke. Mein Exemplar ist 42 *mm* lang (die Gesamtlänge dürfte fast 47 *mm* betragen haben) und (im letzten Umgange) 8 *mm* dick.

Von den lebenden *Terebra*-Arten, die ich im Naturh. Hofmuseum in Vergleich bringen konnte, sind nur zwei zu nennen: *Terebra duplicata L.*, welche eine viel kräftigere Ornamentierung besitzt und eine gedrungenere Gestalt hat (eine Art aus dem Indischen und Großen Ozean) und *Terebra pertusa Born.* (Tryon gibt Australien als Vorkommen an.) Tryon (Manual VI, 1885, Taf. V) bildet außerdem eine Reihe von verwandten Formen ab, von welchen *Terebra elata Hinds* (Taf. V, Fig. 82, Panama und Bai von Montija, Zentr.-Am.) und *Terebra cancellata Quoy* (Taf. V, Fig. 83—86, Taf. VI, Fig. 92—97, aus dem Großen Ozean, Molukken, Philippinen, Fidschi- und Sandwichinseln) in Vergleich zu stellen wären. Mein Stück ist schlanker als alle die genannten Arten und würde in der Ornamentierung der Fig. 93 von *Terebra cancellata Quoy* und Fig. 7 von *Terebra pertusa Born.* am nächsten zu stehen kommen. Daß sie in dieselbe Gruppe gehört, darüber kann wohl kein Zweifel bestehen. Die Anzahl der Querrippen ist auch bei den mir vorliegenden Stücken der lebenden *T. pertusa* groß. Ich zähle 26 derselben.

Basterot (Env. de Bordeaux 1825, Taf. III, Fig. 9) bildet eine *Terebra pertusa* von Saucats als *var.* β ab, welche gerade Querrippen besitzt, welche auf dem Band schräg verlaufen; die Spirallinien fehlen. — Grateloup (Conch. foss. Bassin de l'Adour 1840) hat auf Taf. XXXV, Fig. 33, *Terebra pertusa Bast.* von Dax und Bordeaux abgebildet, welche sich von derjenigen Basterots nach der Zeichnung durch die in derselben Richtung über das Band ziehenden Rippen unterscheiden lassen, aber wie auch die nahestehenden Arten: *Terebra fuscata* (Taf. XXXV, Fig. 22), *Terebra duplicata Brocc.* (Taf. XXXV, Fig. 24) und *Terebra acuminata Grat.* trotz ihres schlanken Baues doch weniger schlank sind als mein Stück. Von ähnlicher Schlankheit ist dagegen *Terebra* (*Strioterebra*) *reticularis Pecch. var. turritoreticularis Sacco* aus dem Piacenziano von Castelnuovo d'Asti und aus dem Astiano von Astigiana, eine Form, welche durch die größere Anzahl von Spirallinien sich unterscheidet und durch das etwas schmälere Band.

Im Marylandtertiär finde ich nichts, was sich mit meinem Stücke vergleichen ließe.

Terebra sp. ind.

Taf. XXV (I), Fig. 15.

Mir liegt noch aus dem dunklen grobkörnigen Gestein eine viel schlankere Form von *Terebra* in einem Steinkerne mit kalzinierten Resten der Schale vor, welche durch kräftige und, wie es scheint, ungleich starke Querrippen auffällt. Die Nahtbinde ist breit mit tiefer Spiralfurche. Nach dem Schalenwinkel und auch nach der Skulptur wird man an *Terebra bistriata Grat.* erinnert, wie sie R. Hörnes (R. H. und Auinger, Taf. XII, Fig. 24) abbilden ließ. (*Terebra bistriata Grat.* [l. c. Taf. XXXV, Fig. 27] besitzt übrigens keine Spiralfurche und bleibt schon deshalb außer Vergleich.)

Pleurotoma (Drillia) gatunensis n. sp. (aff. Pleur. obeliscus Des Moul.).

Taf. XXV (I), Fig. 16.

Ein recht gut erhaltenes, nur an der Außenlippe und an der Spitze beschädigtes Stück. *Pleurotoma obeliscus Des Moul. Brocc.* (Mor. Hörnes, Wiener Becken I, pag. 371, Taf. XXXIX, Fig. 7 u. 8), von Baden und Steinabrunn etc. hat eine gewisse Ähnlichkeit, ist jedoch gedrungener.

R. Hörnes (R. H. und Auinger, Gastropoden, Taf. XXXIX, Fig. 1—17) bildet viele Formen ab, welche alle durch den viel weiteren Kanal, eine weniger entwickelte Innenlippe und weniger zahlreiche Querfalten sich unterscheiden.

Bei meinem Stücke ist der Spiralwulst an der Naht schnurartig schräg gerippt. Die Längs-, Querwülste oder Querrippen sind zahlreich, etwa 11—12 am Halbumgange, von welchen hie und da eine stark aufgebläht erscheint. Die sieben Spirallinien treten zwischen den Rippen besonders scharf hervor, während sie auf den Querrippen abschwächen. Unter den lebenden (*Drillia*-)Formen finde ich keine, die sich damit in näheren Vergleich bringen ließe. J. L. Guppy hat von Haiti (Miocene Fossils of Haiti, Quart. Journ. Geol. Soc. 1876, pag. 527, Taf. XXVIII, Fig. 7) eine *Pleurotoma consors Sow.* abgebildet, welche er mit *Pl. militaris Hinds* nicht zu identifizieren vermochte. Sie ist in der allgemeinen Form und in der Streifung und Rippung meinem Stücke ähnlich, sie besitzt aber weder den charakteristischen Spiralwulst an der Naht, noch die Aufblähungen.

Von den rezenten amerikanischen Arten hätte *Drillia polytorta Dall* aus dem mexikanischen Golf (Bull. U. St. Nat. Mus. Nr. 37, Taf. X, Fig 6) in der Form einige Ähnlichkeit, doch sind die Querrippen viel weniger zahlreich und ohne Aufblähungen und das randliche Band ist nur leicht angedeutet. W. H. Dall bildet (Bull. U. S. N. M., Taf. XXXVI, Fig. 1) eine größere Form von Barbados ab, unter dem Namen *Drillia absidota var. macilenta*, welche aus mäßiger Tiefe stammt (63—107 Fad.) und ähnlich gerippt ist, das Band meines Stückes unterscheidet jedoch bestimmt.

Mein Stück ist 32·4 *mm* lang und 12·4 *mm* dick.

Mitra (?) *spec.* (Vielleicht *n. sp.*).

Nur in einem Bruchstücke des letzten Umganges vorliegend. Mit langer und schmaler Mundöffnung. Die Oberfläche ist mit kräftigen Spirallinien bedeckt, welche von etwas schwächeren, zum Teil etwas wulstigen Querrippen gekreuzt werden, so daß an den Kreuzungsstellen kleine Höckerchen entstehen. An der Spindel treten schräg nach ein- und abwärts laufende Zähnchen in großer Zahl auf. Die Außenlippe ist mit ziemlich kräftigen Zähnchen versehen, an welche sich der letzte Querwulst mit seinen kräftigen Spirallinienenden anschließt. Eine gewisse Ähnlichkeit besitzen die kleinen *Mitra*-Arten, welche R. Hörnes als *Mitra Fuchsi* (l. c. Taf. X, Fig. 12—14) und *Mitra Partschi* (ebend. Fig. 15—18) beschrieben und abgebildet hat, doch ist die Richtung der Zähnchen der Innenlippe eine andere. Während sie bei *Mitra* in der Richtung der Spirallinien verlaufen, stehen sie bei meinem Stücke in anderer Neigung. — Vielleicht finden sich gelegentlich bessere Stücke, um die verbleibenden Zweifel aufzuklären.

Pleurotoma (*Genota*) *Gertrudis n. sp.*

Taf. XXV (I), Fig. 17, Textillustration 9.

Ein kleines Schälchen, welches in der Form und Skulptur der letzten Umgänge recht sehr an *Pleurotoma elegantissima Bell.* erinnert (Bellardi, Parte V, Taf. II, Fig. 7), auch die schrägen Falten auf der Innenlippe sind zu sehen. Die ältesten Umgänge unterscheiden

Fig. 9.

3/1

Pleurotoma Gertrudis.

sich jedoch durch kräftige Querwülste mit Knoten, wie sie etwa bei *Homotoma*, zum Beispiel bei *H. Soldani Bell.* (II, Taf. VIII, Fig. 27), auftreten. *Homotoma Romanii Libass.* (ebend. Taf. VIII, Fig. 31) zeigt die gegitterte Oberfläche, ist jedoch eine viel gedrungenere Form mit weitem Ausguß, während bei meinem hübschen Stückchen ein förmlicher Kanal sich vorfindet. Bellardi bildet übrigens auch

eine Form von *Homotoma* mit Kanal ab (*H. tumens Bell.* VIII, Fig. 22), die im übrigen nicht in Vergleich zu bringen ist.

In der Form der Schale wird man an *Caricella Leana Dall* (Florida I, Taf. VI, Fig. 9) erinnert, doch besitzt diese Falten an der Innenlippe und zarte Streifung an den älteren Windungen. Ich glaube das Stück nach Chenu zu *Genota* stellen zu sollen; die Form des Gehäuses ist jenem von *Genota mitraeformis Kiener* (Chenu, pag. 147, Fig. 649) recht ähnlich, nur der Kanal ist noch etwas enger. Von den lebenden amerikanischen Arten bei Dall wäre *Mangelia (?) scipio* (Bull. U. S. N. M. Nr. 37, Taf. X, Fig. 12) im Habitus ähnlich, doch ist der letzte Umgang meines Stückes viel höher. — In Guppys und Dalls Schrift über Tertiärfossilien der Antillenregion (Proc. U. St. Nat. Mus. XIX, 1896, pag. 306, Taf. XXVII, Fig. 1) findet sich eine sehr ähnlich erscheinende 14 *mm* lange Form als *Clathurella vendryesiana Dall* als eine oligocäne Form beschrieben und abgebildet. Die Skulptur ist ähnlich. Mein Stückchen ist jedoch noch schlanker und besonders die ersten Windungen sind zu einer scharfen Spitze ausgezogen. An der Spindel erscheint keine so kräftige Lippenbildung, sondern eine kaum merkliche Glättung. Die Streifung ist bei meinem Stücke viel kräftiger, die Mündung enger.

R. Hörnes bidet (R. H. u. Auinger, Gastropoden, Taf. XXXIV, Fig. 15) eine *Pleurotoma* (*Genota*) *Valeriae* von Lapugy ab, die in der Form der Schale und auch in der Ornamentierung einige Ähnlichkeit besitzt, jedoch vielfach größer ist. Besonders die Zone unterhalb der Naht, bei meinem Stückchen zierlich fein gestreift, unterscheidet, da sie bei *Pl. Valeriae R. H.* u. *Au.* mit starken Anwachslinien bedeckt erscheint.

Mein Stück ist 13·3 *mm* lang und 3·5 *mm* dick.

Bulla (*Volvula*) *cf. oxytata Bush.*

Taf. XXVIII (IV), Fig. 4.

Nur ein winziges Schälchen liegt mir vor, welches in der Form der Schale, in der Zuspitzung, die gerade nach oben verläuft, und in der Rundung des Unterrandes der Mündung recht gut mit der oben genannten Form von der Ostküste der Vereinigten Staaten von Kap Hatteras bis Kuba aus Tiefen von 5—65 Faden bei Tryon (Conch. XV, pag. 235, Taf. XXIV, Fig. 63) behandelt wird. Auch die Spiralstreifung auf der unteren Hälfte ist zu bemerken. Mein Stückchen ist nur noch kleiner als das abgebildete (soll bis 4 *mm* lang und 1·5 *mm* breit werden) und die Mündung ist oben noch etwas enger.

Volvula acuminata Brug. aus dem östlichen Atlantik und dem Mittelmeer (ebend. Taf. XXVI, Fig. 61, 62) hat eine etwas schief gezogene Spitze, entbehrt der Streifung und ist auch etwas schlanker gebaut. Eine fossile *Volvula* bildet B. C. Martin (Maryland Miocene, Taf. XXXIX, Fig. 6) als *Volvula iota Conr. var. marylandica* ab. Sie unterscheidet sich jedoch schon durch beiderseitige Streifung und den Mangel einer scharfen Zuspitzung.

Conus spec.

Taf. XXV (I), Fig. 18.

1. Von den *Conus*-Arten in F. Saccos Werk ist die als *Rhizoconus* (?) bezeichnete Gruppe, und zwar die Taf. XI in Fig. 6 dargestellte und als *Rhizoconus* (?) *virginalis Br. var. planulatospira Sacco*, wie mir scheint, überaus ähnlich, nur zeigt sie die an meinem Stückchen deutliche Streifung nicht, auch reichen die Spirallinien an meinem Stücke weiter hinauf und sind deutlich ungleich stark, so daß zwischen den stärkeren, an den Durchkreuzungsstellen mit den Querstreifen je drei überaus feine, mit Dornen versehene sehr zarte Linien zu liegen kommen. Die Scharfkantigkeit der Ränder und die scharfe Zuspitzung sind jedoch ungemein ähnlich. Bei W. H. Dall (Florida 1903) finde ich eine ähnliche Form mit scharfem Rand und zugespitztem Gewinde auf Taf. LX, Fig. 22, als *Conus demiurgus Dall* aus dem Chipolaoligocän, eine jedoch viel schlankere Form. *Conus sauridens Conrad* (Harris' „Republikation" pag. 38, Taf. XV, Fig. 7) ist schlanker und anf den Flanken nicht so gewölbt wie meine Stücke, auch reicht die Streifung nicht so weit.

Von den norddeutschen *Conus*-Arten würde *Conus Allioni Michel*, wie ihn Beyrich (Z. d. D. geol. Ges. 1853. V, pag. 296, Taf. L, Fig. 4—6) abbildet, in der ganz stumpfen Form (Fig. 6) zum Vergleiche herbeizuziehen sein.

2. Eine zweite Form mit hohem spitzen Gewinde liegt mir nur in einem kleinen Steinkerne vor, der an *Leptoconus elatus Michelotti* erinnern könnte, wie ihn F. Sacco (Piemont, Parte XIII, Taf. IV, Fig. 15—26) abbildet; besonders die als *var. tauroparva* bezeichnete Form scheint mir sehr ähnlich zu sein.

Ostrea spec. ind.

Von großen flachen gefalteten Austern liegen mir viele Brocken vor, die eine Bestimmung nicht erlauben. Sie stammen wie die folgenden aus den dunklen, Rollsteinchen und Otolithen führenden, mürben Gesteinen.

Ostrea aff. vespertina Conr.

Taf. XXVI (II), Fig. 1; Taf. XXVIII IV, Fig. 14.

Recht häufig sind aber auch kleine, unregelmäßig gegen die Ränder hin gefaltete Schälchen von geringer Dicke. Die Bandgrube ist klein, dreieckig, fein gestreift und unregelmäßig. An den Schalenrändern in der Schloßregion treten hie und da feine Körnelungen auf. Der Umriß der Schalen ist sehr variabel. Das beste Stückchen ist 32 *mm* lang und 27·5 *mm* breit. Von den in Vergleich gezogenen lebenden Formen erwähne ich die kleine *Ostrea cerata Sow.* von Pulo Mihe und die *Ostrea crenulifera Sow.* aus dem Roten Meer. Die von F. Sacco als *Ostreola Forskölii Chemn.* zusammengefaßten Formen (Piemont, Parte XXIII, Taf. V, Fig. 6—8 und

10) haben gleichfalls eine größere Ähnlichkeit, besonders scheint dies, soweit es die nicht sehr wohl gelungenen Abbildungen zu beurteilen erlauben, bei Fig. 8, *var. undulatior Sacco*, der Fall zu sein.

Gleen bildet (Maryland Miocene, Taf. C, Fig. 5) eine wohl doppelt so große gefaltete *Ostrea* ab, als *Ostrea sellaeformis var. Thomasii Conr.*, welche einige Ähnlichkeit besitzt.

T. A. Conrad hat (Rep. Route for a Railroad from the Mississippi to the Pacific Ocean, V, 1853—54 (1856, App. pag. 325, Taf. V, Fig. 36) eine kleine Auster als *Ostrea vespertina Conr.* abgebildet, und zwar aus dem „Miocän" vom Carrizo creek in Kalifornien, welche von ähnlicher Größe und Faltung ist.

Auch ein Bruchstück mit grober Faltung auf den Seiten findet sich in meinem Material.

Anomia sp. ind.

Von einer kleinen dünnschaligen blätterigen *Anomia* liegen nur dürftige Bruchstücke vor.

Plicatula (?) sp. ind.

Von einer kleinen *Plicatula* fand ich in dem glaukonitischen Sandstein ein Bruchstück aus der Schloßregion. Es besitzt konzentrische Anwachslinien mit Absätzen auf der Schalenoberfläche, durchkreuzt von einigen unterbrochenen Radiallinien.

Pecten.

Von geripptschaligen *Pectines* liegen mir viele Stücke vor, unter welchen ich drei Formen unterscheiden kann.

Pecten (Flabellipecten) gatunensis n. f. aff. Pecten (Flabellipecten) flabelliformis Brocc.

Taf. XXVI (II), Fig. 2.

1. Zwei größere Individuen, das eine wohl erhalten mit fast gleichohriger, leicht aufgewölbter Klappe, trägt 25 breite, oben flache Radialrippen und feine, aber scharf ausgeprägte Anwachslinien. Die ersteren sind durch etwas schmälere vertiefte Zwischenräume geschieden. Die von Köhler und Kobelt als *Pecten novae Zelandiae Reeve* (verbessert = *laticostatus Gray* [pag. 149 u. 283, Taf. XLII, Fig. 1 u. 2]) bezeichnete Art hat in der Art der Rippung große Ähnlichkeit, doch sind nur 19 Rippen vorhanden.

Pecten (Flabellipecten) flabelliformis Brocchi, wie er in seiner rechten Klappe von Fr. Sacco (l. c. Parte XXIV, Taf. XVI, Fig 1 *a*) abgebildet wird, hat trotz der etwas größeren Anzahl von Radialrippen (zirka 30 gegen 25 an meinem Stück) die größte Ähnlichkeit, so daß ich das Stück von Gatun dieser Art anschließen möchte. Auch *Pecten Besseri Andr.*, wie ihn M. Hörnes (Wiener Becken, II, Taf. LXII und LXIII, Fig. 1—5) von Neudorf abbildet, gehört zu den verwandten

Arten, hat aber nur 21—23 Rippen, von welchen jederseits etwa vier nur schwach entwickelt sind.

R. Arnold hat vor kurzem aus Kalifornien einen *Pecten* (*Patinopecten*) *caurinus Gould* aus dem Pliocän von San Pedro zur Abbildung gebracht (Bull. Nr. 321, U. S. G. S. 1907, Taf. XVI), dessen rechte Klappe 21 Radialrippen trägt. Er gehört offenbar gleichfalls zu den näher verwandten Formen, wenn auch die Ohren etwas anders umgrenzt sind, wie ein Vergleich der Abbildungen sofort ergibt. Die Umgrenzung der Ohren unterscheidet auch *Pecten Besseri Andr.*, bei dem sie, gegen die Schale hin ausgeschnitten erscheinen nnd nicht so plötzlich verjüngt. Auch sind die Furchen der Innenseite etwas anders. Die Anwachsstreifung ist bei meinem Stück gegen den Stirnrand zu besonders scharf ausgeprägt.

Pecten (*Aequipecten?*) *operculariformis n. f.*

Taf. XXVI (II), Fig. 3.

2. Eine stärker aufgewölbte, ziemlich gleichohrige rechte Klappe besitzt gleichfalls 25 Radialrippen, welche gegen den Stirnrand zu leicht drei- und zweizählig gegabelt erscheinen. Die Anwachslinien sind fein, aber scharf ausgeprägt und ziehen über die Rippen und die Zwischenfurchen. Am rechten Ohr stehen Radialrippen. (Das andere Ohr ist an der Oberfläche abgewittert.) Die Art der Spaltung erinnert etwas an jene bei *Pecten Stearnsii Dall* (Florida IV, Taf. XXVI, Fig. 2), eine pliocäne, viel flachere Art. Auch *Pecten* (*Patinopecten*) *expansus Dall* (Florida IV, pag. 706, Taf. XXVI, Fig. 1) aus dem unteren Pliocän der pazifischen Seite (Kalifornien) hat in bezug auf die Arten der Rippung (25—40) eine gewisse Ähnlichkeit, doch treten schwächere einfache Rippen zwischen den gegabelten auf. Die rechte Klappe hat ein wohl ausgebildetes Byssusohr mit deutlichem, wenn auch wenig tiefen Ausschnitt. Die Art der Rippengabelung erinnert an den eocänen *Pecten tripartitus Desh.* (Descr. 1824, I, Taf. XLII, Fig. 14—16), die Streifung der Schale ist jedoch ganz anders. F. Sacco (l. c. XXIV, Taf. XVIII, Fig. 11—14) bei seinem *P. rhegiensis Seguenza* zeichnet eine sehr ähnliche Rippenspaltung.

Die von F. Sacco (Piemont, Parte XXIV, Taf. III, Fig. 13—35) als *Aequipecten opercularis L.* zusammengefaßten Formen gehören offenbar zu den näherstehenden. Bei der als *var. laevigatoides Sacco* bezeichneten Varietät (Fig. 31—35) sieht man hie und da auch die Linien zwischen den Rippen (Fig. 33 u. 34). Von einer Übereinstimmung kann nicht gesprochen werden, die Gabelung und Streifung meiner Stücke ist doch ganz anders.

Mit meinem großen Stück zeigt die Rippung von Saccos *Aequipecten scabrellus Lam.* (l. c. Taf. VIII, Fig. 3 u. 4) Ähnlichkeit. Doch ist bei meinem Stück die Gestaltung der Ohren eine andere und treten bei diesem keine Zwischenrippen auf. Die Zahl der Rippen bei Saccos Formen ist viel kleiner.

Länge 39 *mm*, größte Breite 43 *mm*, Breite des oberen Schloßrandes 17·3 *mm*, größte Entfernung der Außenränder der Ohren 24 *mm*.

In diese Gruppe gehören wohl auch einige Bruchstücke von verschiedenartig gerippten *Pectines*, welche eine nähere Bestimmung nicht zulassen. Eines der Bruchstücke ist fast glatt (wie *Amusium*) mit in der Wirbelgegend recht deutlichen, schwachen Rippen, was etwas an den „oligocänen" *Pecten* (*Amusium*) *ocalanus Dall* (Florida IV, pag. 756, Taf. XXIX, Fig. 2) erinnern könnte.

Pecten levicostatus n. f.

Taf. XXVI (II), Fig. 4 (5, 6).

3. Die dritte Form liegt mir in sieben verschieden großen, flach gewölbten Klappen vor. Die 21 Radialrippen sind alle oben schmal, flach und glatt, in den Furchen stehen scharfe, sehr zierliche Anwachslinien.

Bei dem größten Stück (Fig. 4) zeigen die Rippen flache Abhänge gegen die Furchen, bei kleineren Stücken dagegen sind diese Abhänge steil (Fig. 6), wie bei dem größeren Stück in der Nähe des Wirbels, oder flach (Fig. 5). Die letzteren Stücke könnten linke Klappen sein.

Beide Ohren sind radial gestreift und besitzen Anwachsstreifung.

Eine ähnliche Skulptur zeigt die von Köhler und Kobelt als *Pecten noronhensis Smith* (l. c. pag. 147, Taf. XLI, Fig. 3) abgebildete rechte Klappe. Besonders ein kleines rechtes Schälchen zeigt dieselbe Form des Byssusohres. Die Zahl der Radialrippen der mir vorliegenden Stücke ist jedoch größer (21 statt 17).

Guppy (Quart. Journ. 1866, Jamaika, Taf. XVIII, Fig. 6) bildet einen kleinen *Pecten* als *P. inaequalis Sow.* ab, der zu den näher verwandten Formen gehören dürfte. Guppy gibt 18, Sowerby (Quart. Journ. 1850, VI, pag. 52) 19 gerundete Rippen an. Letzterer hebt die bei meinen Stücken so scharf ausgesprochene Anwachsstreifung nicht hervor.

W. H. Dall bildet (Florida, Part. IV, Taf. XXXIV, Fig. 5) eine rechte Klappe eines *Pecten compactus* aus dem kalifornischen Pliocän von Ventura County ab, der zu den nahe verwandten Formen gehören dürfte. Es werden 20 Radialrippen angegeben, nach der Abbildung ziehen die Anwachslinien, wenn auch etwas abgeschwächt, über die oben flachen Rippen hinüber. Dall führt noch *Pecten dentatus Sow.* und *Pecten Poulsoni Morton* als im allgemeinen vergleichbare Formen an.

Gabb bildet einen kleinen *Pecten Thetidis Sow.* (Quart. Journ. VII, pag. 52) von Gatun ab, der meinen Stücken sehr ähnlich zu sein scheint (1881, pag. 346, Taf. XLV, Fig. 23) der auch Anwachsstreifung erkennen läßt, die jedoch auch auf den Rippen scharf ausgeprägt ist. Die Ohren sind dabei nur teilweise erhalten. Radialrippen treten nur 16 auf. Es ist überdies eine stärker gewölbte Form.

Meine Form schließt sich an die vorhergehende in der Form der Schale innig an, unterscheidet sich jedoch, wie von den übrigen amerikanischen Arten, sehr bestimmt durch die bei allen meinen Exemplaren gleichmäßig entwickelte Glätte der Rippenoberseite.

Länge des größten Stückes 34 *mm* und des kleinsten 11 *mm*, größte Breite des größten Stückes 36 *mm* und des kleinsten 11·2 *mm*.

Pecten spec. (*aff. Pecten gracilis J. Sow.* [*S. V. Wood*]).

Taf. XXVI (II), Fig. 7.

4. Ein Schalenbruchstück der kleinen rechten Klappe mit wohl erhaltenem Byssusohr (das zweite ist abgebrochen) erinnert mich an die von S. V. Wood (Mon. of the Cray Moll. II, Taf. VI, Fig. 5) abgebildete Art, welche als *Pecten gracilis J. Sow.* bezeichnet wird (von Bracklesham). Feine Linien zwischen den Rippen und die Neigung zur Gabelung erinnern an das zweite besprochene Stück von Gatun. Zwischen Schale und der gerippten Ohrfläche tritt ein vertieftes und gestreiftes schmales Feld auf, von dem bei meinem Stück nichts zu sehen ist.

Die 22 Rippen meines Stückchens sind in der Wirbelgegend oben scharfkantig, zeigen aber weiterhin in der Schalenmitte Neigung zur Zweiteilung.

Die größe Breite beträgt 13 *mm*.

Pecten (*Amusium*) *cf. Mortoni Ravenel* (1844) (vielleicht neue Form aus der Reihe von *Pecten pleuronectes-cristatus*).

Taf. XXVI (II), Fig. 8, 9.

1. Zu den häufigsten Vorkommnissen, sowohl in den mürben feinkörnig-glaukonitischen Sandsteinen, als auch in den mürben (im Wasser teilweise zerfallenden) gröberen dunkelfarbigen Sedimenten mit verschieden großen Rollsteinchen, gehören glatte *Pectines* aus der Gruppe *Amusium pleuronectes L.-cristatus Bronn.*

2. An *Pecten cristatus Bronn.*, wie er von M. Hörnes umschrieben wurde (Wiener Becken II, Taf. LXVI, Fig. 1), erinnern besonders die Stücke aus dem feinkörnigen Sandstein, sie unterscheiden sich jedoch durch den Abgang der für *Pecten cristatus* so überaus bezeichnenden, vom Schloßrande der Unterklappe abragenden spitzen Zähnchen, wodurch sich die Stücke von Gatun dem *Pecten pleuronectes* annähern. Es wird dies wohl dieselbe Form sein, welche Douvillé (Bull. Soc. géol. de Fr. 1898, Taf. XXVI, pag. 590) als *Pecten* (*Amusium*) *cristatus* bezeichnet hat. Freilich hebt Douvillé hervor, daß er neben einem großen *Mytilus* aus der Gruppe des *Mytilus Michelini Math.* und einem großen *Clypeaster* vorkomme, von welchen mir in meinem Material nichts vorliegt.

Meine Stücke sind fast kreisrund, die flachen und gleichmäßig gewölbten Oberseiten der Unterklappe sind zart konzentrisch gestreift und lassen eine sehr feine radiale Streifung mit Neigung zur Bündelung erkennen. Die Oberklappen sind flacher und auf beiden Flanken wie eingedrückt. Auf der Innenseite treten die für diese Gruppe bezeichnenden Radiallinien auf, welche fast durchweg ausgesprochen paarig angeordnet sind, während bei *Pecten cristatus Bronn.* (M. Hörnes) von Baden sowohl Individuen mit gleichmäßig verteilten Rippen, als auch solche mit Neigung zur paarigen Anordnung vorkommen, ohne die große Annäherung je zweier Rippen zu zeigen, die bei meinen Stücken von Gatun bemerkbar wird,

was wieder mehr an das Verhalten von *Pecten pleuronectes L.* anschließt, wie bei vielen Stücken von Borneo und aus dem Chinesischen Meer bemerkbar wird. Noch ausgebildeter ist die paarige Anordnung bei dem gleichfalls im Chinesischen Meere lebenden *Pecten (Amusium) Laurentii Gmel.* Auch *Pecten (Amusium) Balloti Bern* von Neu-Kaledonien und aus dem Japanischen Meer und das damit wohl identische *Amusium japonicum* habe ich verglichen. Die beiden letztgenannten besitzen feine Zähnchen am oberen Schloßrande und nehmen in dieser Beziehung eine Zwischenstellung zwischen *Pecten pleuronectes* und *Pecten cristatus* ein, während meine Stücke von Gatun näher an *Pecten pleuronectes* rücken würden.

Pecten (Amusium) Laurentii Gmel. (C. N. Küster u. W. Kobelts Monographie, Nürnberg 1888, pag. 50, Taf. XIII, Fig. 5 und 6) hat ziemlich gleichweit voneinander abstehende Rippen, welche nicht bis zum Schloßrand reichen. *Pecten (Amusium) Balloti Bern.* hat dagegen paarweise angeordnete Innenrippen. (Man vergl. Küster-Kobelt, pag. 179, Taf. L, Fig. 1.)

Zu vergleichen wären mit der Gatuner Form auch *Pecten (Amusium) lompocensis Arn.* (R. Arnold, The Tertiary and Quaternary Pectens of California, U. St. Geol. Surv., Prof. Pap, XLVII, 1906, pag. 92, Taf. XXVIII, Fig. 1—3), welche Form Arnold aus dem „unteren Miocän" von Lomboc und anderen Orten beschrieben und mit dem ostamerikanischen *Pecten (Amusium) Mortoni Rav.* aus dem Miocän und Pliocän als analoge Form in Vergleich gebracht hat. Er brachte einen Abdruck der Innenseite der rechten und linken Klappe zur Abbildung. Die gegebenen Abmessungen zeigen, daß es etwas verlängerte Formen sind (113 : 103 *mm* mit einer Flügelbreite von 40 *mm*). Douvillé verglich eine pliocäne Form: *Pecten subpleuronectes* von Carry in Aquitanien.

Pecten (Amusium) Mortoni Ravenel hat L. C. Gleen (Maryland Miocene 1904, Taf. XCIX, Fig. 1) aus Florida (Fort Thomson) abgebildet. Diese Form ist fast kreisförmig und in der Form meinen Stücken aus dem feinkörnigen Material so ähnlich, daß ich nicht anstehe, ihn als nahe übereinstimmend zu betrachten.

Gleen gibt (l. c. pag. 373) an, daß innen 18—24 Doppelrippen vorhanden seien. Findet sich in der miocänen St. Mary-Formation. Toumey und Holmes (1855) führten *Amusium Mortoni* unter den Pliocänfossilien von S. Carolina an. Im Golf von Mexiko lebt er in 30—60 Faden Tiefe, offenbar als stellvertretende Form von *Pecten (Amusium) pleuronectes L.*

Wenn ich diese meine Stücke mit *Pecten (Amusium) pleuronectes L.* aus China vergleiche, so muß ich gestehen, daß sie dieser Art sehr nahe stehen. Die Beschaffenheit der Innenrippen ist bei der lebenden Art wohl variabler als bei meinen Stücken, deren paarige Anordnung viel ausgesprochener ist, bis zur weitergehenden Annäherung der Rippen, während bei *P. pleuronectes* solche mit fast gleichen Abständen nicht eben selten sind. Die Innenseite der Ohren ist bei meinen Stücken von ähnlicher Einfachheit und Glätte der zwei Radialkanten jederseits und auch die Kleinheit dieser Region stimmt besser als bei *P. cristatus.*

F. Sacco bildet (l. c. Parte XXIV, Taf. XIII, Fig. 30, XIV, 1) von *Amusium cristatum* noch Stücke von Castelnuova bei Asti und von Astigiana ab, welche meinen Stücken zum Verwechseln ähnlich sind, besonders was die schön flach gewölbten linken Klappen von Gatun anbelangt, während die rechten Klappen flacher und auf beiden Flanken leicht eingedrückt erscheinen. Die äußerliche Ähnlichkeit mit *Amusium pleuronectes* ist so groß, daß es leicht begreiflich wird, daß Brocchi und Deshayes den *P. cristatus* als *P. pleuronectes Lam.* bezeichneten.

Bei meinen Stücken sind die deutlich paarigen Rippen auf der Innenseite immerhin so konstant und geht die Aneinanderrückung so weit, daß dies von Saccos Abbildungen sofort unterscheiden konnte.

In der Besprechung von Goldfuß' 5. Lieferung der Abbildungen und Beschreibungen der Petrefakten Deutschlands hebt Bronn (Neues Jahrb. f. Mineral. 1837, pag. 223) hervor, „mit Unrecht werden unserem *P. cristatus* in der Diagnose paarige Radien zugeschrieben, da der italienische wenigstens sie verhältnismäßig selten, mehr zufällig besitzt".

F. Fontannes bildet *Pleuronectia cristata Bronn.* auch unter den pliocänen Mollusken aus dem Rhonetal (Moll. pliocènes II, pag. 198, Taf. XIII, Fig. 1 u. 2) ab. Eine zweite, etwas in die Länge gestreckte Art bezeichnet er als *Pleuronectia comitata* (ebenda Taf. XIII, Fig. 3), eine Form mit kurzem Schloßrand und mit leichter Radialstreifung; es ist jedoch eine Form ohne innere Rippen, was schon aus dem Vergleich mit *Pecten denudatus Reuss* hervorgeht.

Gabb bildet von Gatun eine ansehnliche *Amusium*-Art als *P. Lyonii* ab (1881, pag. 343, Taf. XLV, Fig. 25), von welcher er sagt, daß sie sich von *P. pleuronectes* und *P. japonicum* durch die stärkere Wölbung in der Nähe der Wirbel und durch die gleichweit voneinander abstehenden Radialrippen der Innenseite unterscheide. Es ist eine fast kreisrunde Form und hat zwei dicht beieinander stehende Zahnleisten oben. Die bei einigen meiner Stücke, wie noch bemerkt werden muß, zu beobachtende feine Streifung der Unterklappe in der Zahnleistenregion findet sich bei den besprochenen Formen nicht vor. Jedenfalls ist *P. Lyonii* eine *Amusium*-Form, die sich von meinen Stücken wohl unterscheiden läßt.

Das größte meiner Stücke ist 78 *mm* lang und 76 *mm* breit, ein zweites Stück ist 63 *mm* lang und 62 *mm* breit, ein drittes Stück mehr als 51 *mm* lang und 52·5 *mm* breit, ein viertes Stück 29 *mm* lang und 29 *mm* breit.

Pecten (Amusium) gatunensis n. f.

Taf. XXVI (II), Fig. 10.

2. Die längeren und schmäleren *Amusium*-Formen aus dem dunklen gröberen Material mit Rollsteinchen fallen vor allem durch eine Art Transparenz der Schalen auf, so daß man die paarigen, sehr nahe stehenden Rippen der Innenseite hindurch sieht. Die Rippen verflachen an der Innenseite gegen die Mitte hin. Der Außenrand

des Schlosses ist breiter und zeigt eine feine Längsstreifung, was an *Pecten cristatus* annähern würde (man könnte sie deshalb vielleicht auch als *cristatus-pleuronectes n. f.* bezeichnen). In den übrigen Eigenschaften verhalten sich diese Stücke wie die typischen, fast kreisrunden Stücke. Diese Form gehört sicher in dieselbe Formengruppe: *Pecten* (*Amusium*) *pleuronectes-cristatus.* (Aus dem gröberen Material liegt die erste Form gleichfalls vor, neben der zweiten mit transparenten Schalen.)

Bei manchen ganz großen Stücken werden gegen den Stirnrand die radialen Streifen der Oberseite kräftiger.

Ein großes wohl erhaltenes Stück ist 75 *mm* lang und 67 *mm* breit. Es dürfte in den Verhältnissen übrigens eine ziemlich weitgehende Variabilität bestehen.

Arca cf. consobrina Moore.

Taf. XXVII (III), Fig. 1.

Von *Arca* liegen mir nur wenige Stücke vor. Darunter eine mittelgroße Form, die leider nur unvollkommen erhalten blieb. Der Form nach ist *Arca pectinata Brocchi* (Conchyl. II, Taf. X, Fig. 15) recht ähnlich, doch ist die Rippung eine einfache. Die Arca ist niedrig. Die Radialrippen zeigen auf der hinteren Schalenhälfte, wo sie sich gut beobachten lassen, eine ausgesprochene Zweiteilung in der Stirnregion. Ob dieselbe auf der Vorderhälfte etwa noch deutlicher ist, läßt sich leider nicht beobachten. Die Anwachslinien erscheinen auf der Rippenhöhe als verdickte Streifen. Der Wirbel meines Stückes ist weit nach vorn gerückt. Eine ähnliche Zweispaltigkeit der Rippen zeigt die ostindische *Arca secticostata Rve* besonders auf der vorderen Schalenhälfte. Es ist eine viel größere Form.

T. Say (Ann. conchology, 1830, Taf. XXXVI, Fig. 1) bildet eine *Arca lienosa* ab, welche Dall („Blake“, pag. 242) aus dem Westen von Florida aus 19 Fad. Tiefe anführt. Says Abbildung zeigt die Zweispaltung der Rippen auch auf der hinteren Schalenhälfte und auch die Verdickung der Anwachslinien auf den Rippen.

W. H. Dall bildet (Florida, Part IV, pag. 637, Taf. XXXIII, Fig. 1) eine „oligocäne“ *Scapharca hipomela Dall* ab, welche er als die Vorläuferin der „miocänen“ *Arca lienosa Say* betrachten möchte. Sie unterscheidet sich durch die gedrängter stehenden Rippen.

Die Zweispaltigkeit der Radialrippen ist bei der kleinen *Arca sulcicosta Nyst*, wie sie A. v. Koenen (Nordd. Unterolig. V, Taf. LXX, Fig. 1—4) abbildet, ausgesprochen, es ist eine Art, die im übrigen außer Vergleich bleibt.

Zu den verwandten Formen dürfte auch Gleens (Maryland Miocene, Taf. CIV, Fig. 23) *Arca* (*Scapharca*) *subrostrata Conr.* gehören. Die Spaltung der Rippen wenigstens ist recht ähnlich. Meine Form ist nur vorn noch viel kürzer. In dieser Beziehung würde sie sich der *Arca* (*Barbatia*) *virginae Wagner* (ebend. Taf. CVI, Fig. 8) annähern, einer Form ohne gespaltene Radialrippen. *Arca incile Say* (Harris Neubearb. von Conrads Tertiärfossilien, Taf. II, Fig. 1), eine „obertertiäre“ Art, ist in der Form der Schale mit

weit nach vorn gerücktem Wirbel sehr ähnlich. Sie besitzt auch gespaltene Rippen, aber die konzentrischen Linien sind kaum angedeutet.

C. Moore (Quart. Journ. VI, 1850, Taf. X, Fig. 12) bildet von San Domingo eine *Arca consobrina* ab, welche unter allen von mir in Vergleich gebrachten Formen die größte Ähnlichkeit in der Form und Skulptur der Schalenoberfläche aufweist. Wäre mein Stück vollkommen erhalten, so würde ich nicht anstehen, die Übereinstimmung zu behaupten.

W. H. Dall verwarf (Florida IV, pag. 647) die Anwendung des d'Orbignyschen Namens *consobrina*, weil er für eine französische Form gegeben wurde und benennt Guppys sowie Sowerbys *A. consobrina Scapharca halidonata*. Die Taf. XXXIII, Fig. 24, gegebene Abbildung ist viel höher, die Form überhaupt weit gedrungener als die von Moore gebrachte und zeigt nicht die kräftigen Anwachsstreifen auf den Radialrippen. Auch ist der Wirbel viel stärker und die Zweiteilung der Radialrippen viel weniger scharf ausgeprägt.

Nach Bronn (Gesch. d. Nat. III, 2, pag. 277) würde sich d'Orbignys *Arca* (*Cucullaea*) *consobrina* auf eine neokome Art beziehen und wäre aus diesem Grunde nicht wohl zu verwenden, ich habe daher auch die von Moore gegebene Form angenommen.

Gabb (1881) bildet eine *Arca* mit zweigespaltenen Rippen ab. Seine *Arca* (*Barbatia?*) *oronlensis* (pag. 346, Taf. XLIV, Fig. 21) ist weniger schräg. Conrad bildet wohl zwei ähnlich gerippte Formen ab (1857, VI. Bd., Taf. II, Fig. 8 u. 9), der Wirbel ist aber bei beiden weniger nach vorn gerückt.

Arca (*Anadara*) *diluvii Lmk.*

Außerdem liegen mir noch mehrere Stücke als Steinkerne mit Teilen der Schale vor, eines auch mit teilweise erhaltenem Schloßrande mit den Schloßzähnchen, welche ich nur als *Arca diluvii Lmk*, deuten kann, wie sie zum Beispiel Fr. Sacco (Piemont XXVI, Taf. IV. Fig. 7—21) in vielen Varietäten zur Darstellung gebracht hat. Am besten würde Fig. 19—21 stimmen (*A. diluvii var. pertransversa Sacco*). Sie reicht nach Sacco vom helvetischen Tertiär bis in die Astistufe. Man vergleiche auch M. Hörnes (Moll. des Wieners Becken II, pag. 333, Taf. XLIV, Fig. 3 u. 4). Das beste meiner Stücke zeigt die Innenseite und die Schloßzähnchen des vorderen Teiles. Es ist 23 *mm* breit und 14 *mm* hoch. Es liegt auf einem und demselben Stücke neben *Oliva*, *Turritella*, *Natica*, *Tellina*, *Solecurtus* etc. Ein schlecht erhaltener Blattrest erscheint eingebettet, der eine Lappung zeigt, die an jene bei *Quercus* erinnert. Das Gestein ist auf der einen Seite feinkörnig, auf der anderen grobkörnig mit kleinen Rollsteinchen als Einschlüssen. (!)

Pectunculus spec. ind. (*n. sp.?*).

Taf. XXVIII (IV), Fig. 13.

Nur ein Steinkern mit teilweise erhaltener Schloßzahnung liegt mir aus dem dunklen grobkörnigen Sediment (mit *Amusium* und

Turritella etc.) vor, ein annähernd symmetrisch gebautes Fossil (dürfte 24 *mm* breit und über 25 *mm* hoch gewesen sein) mit deutlicher radialer Furchung und Rippung der Schalenreste des Steinkernes, der dadurch wie ein kleiner *Pecten* aussieht. Die Schloßzähne (etwa 8 auf der erhaltenen Hälfte) stehen in einem Bogen angeordnet. W. H. Dall (Florida IV, pag. 613, Taf. XXXIV, Fig. 67) bildet *Glycimeris duplinensis* ab, welche gerippt ist, ohne daß aber die Furchen der Innenseite weit über den Stirnrand hinausreichen würden. (Aus dem Miocän von Nordkarolina.)

Leda sp. (vielleicht eine neue Art: *aff. Leda vitrea var. cerata Dall* u. *Leda sublaevis Bell.*).

Taf. XXVII (III), Fig. 2.

Nur ein Steinkernchen mit kalzinierten Schalenüberresten liegt mir vor. Man könnte dabei etwa an *Leda sublaevis Bellardi* denken, wie sie von F. Sacco (Piemont, Parte XXII, Taf. XI, Fig. 52, besonders aber Fig. 55: *var. Seguenzae Bell.*) abgebildet wurde.

Eine größere Ähnlichkeit dürfte auch bestehen mit der lebenden kleinen *Leda vitrea var. cerata Dall* (W. H. Dall, A prelim. Cat., 1889, Bull. U. S. N. M. Nr. 37, pag. 44, Taf. VIII, Fig. 12) aus der Floridastraße. Mir liegt nur eine linke Klappe vor, die vielleicht noch etwas spitzer ausgezogen erscheint. — Auch *Leda nitida Brocc.* (M. Hörnes, Wiener Becken II, pag. 308, Taf. XXXVIII, Fig. 9) wäre zum Vergleich herbeizuziehen, nur ist der Vorderrand meines Stückchens bogig gekrümmt, während bei dem Stücke aus dem Wiener Becken (von Grußbach) der Vorderrand vom Wirbel ab geradlinig verläuft. In dieser Beziehung wäre *Leda fragilis Chemn.* (M. Hörnes, ebend. Fig. 8) ähnlicher, eine Form, welche durch die schmale Furche auf der hinteren Schalenhälfte abweicht.

Mein Stückchen ist 8·5 *mm* breit und 4·7 *mm* hoch.

Diplodonta sp. (vielleicht neue Form).

Taf. XXVIII (IV), Fig. 19.

Ein kleines Schälchen von fast symmetrischer, abgerundet vierseitiger Form mit mittelständigem Wirbel, stark gewölbt, fast ganz glatt. Unter dem Wirbel gelang es mir, ein winziges gespaltenes Zähnchen zu entblößen (leider brach es später), ähnlich jenem, welches Zittel bei *Diplodonta dilatata Phil.* zeichnet (Pal. II, pag. 93). Gleen (Maryland Miocene, Taf. LXXXIX) zeichnet mehrere Schälchen. Größe und Zahnstellung wie bei *Diplodonta shilohensis Dall* (Taf. LXXXIX, Fig. 8). Mein Schälchen ist viel symmetrischer als bei dieser Form. Das Stückchen ist 8·2 *mm* breit und 7·8 *mm* hoch.

Lucina spec. aff. Lucina (Megaxinus) Bellardiana May.

Taf. XXV (I), Fig. 19.

Von einer flachen Form von *Lucina* liegt ein Stück mit der konzentrisch gestreiften Schale vor. Die Streifen sind so gruppiert,

daß sie flache Wülste bilden, wie es ähnlich F. Sacco (Piemont, Parte XXIX, Taf. XVII, Fig. 30—37, und Taf. XVIII, Fig. 1—4) bei *Megaxinus Bellardianus* zur Darstellung gebracht hat, einer Art, die von der tongrischen- bis in die Astistufe vorkommt.

Gleen (Maryland Miocene, pag. 337, Taf. XC, Fig. 4) bildet eine *Lucina* unter dem Namen *Phacoides* (*Pseudomiltha*) *anodonta Say* ab, welche meiner Form recht ähnlich, nur weit größer ist.

Das beschalte Exemplar meiner Sammlung ist 31·2 *mm* breit, 27·2 *mm* hoch und 13·6 *mm* dick.

Nach rückwärts stark verbreitert, nach vorn verjüngt.

Lucina (*Loripes*) *spec.* (*n. sp.?*) *aff. Loripes edentula Linné.*

Taf. XXVII (III), Fig. 3.

Vier Stücke mit den beiden Schalen, welche mit der genannten Art, die mir in einem guten Stück aus Westindien vorliegt, in der Form und Wölbung der Schalen und auch in der Anwachsstreifung recht gut übereinstimmen würden; bei meinen Stücken stellt sich eine unter der Lupe etwas deutlicher werdende Radialstreifung besonders auf der Stirnrandhälfte ein. Meine Stücke sind durchweg etwas durch Druck deformiert, so daß einmal die rechte, dann wieder die linke Klappe unter die andere etwas hinabgedrückt erscheint.

Von fossilen Arten steht wohl die *Lucina globulosa Desh.* am nächsten. Auf den photographischen Darstellungen, welche F. Sacco gegeben hat (Piemont, Parte XXIX, Taf. XV, Fig. 31—34, und Taf. XVI, Fig. 1—7), glaube ich die radiale Streifung an mehreren Stücken zu erkennen, so auf Fig. 1 und 6 (Taf. XVI), besonders die als *var. hörnea Desm.* bezeichnete Fig. 1 scheint mir sehr ähnlich zu sein. Auch Sacco betont die große Ähnlichkeit mit der lebenden *L. edentula L.* (l. c. pag. 67).

W. H. Dall bildet eine *Lucina corpulenta* aus dem „Chipola-oligocän“ von Florida ab (Transact. Wagner Free Inst., Vol III, VI, Taf. LI, Fig. 7), welche in Form und Größe meinen Stücken sehr ähnlich ist. Die Art der Radialstreifung meiner Stücke unterscheidet sie von dieser Form ebenso wie von der lebenden *edentula L.*

Das größte meiner Stücke ist 45·8 *mm* breit, 41·5 *mm* hoch und trotz der Pressung 27·3 *mm* dick. Das kleinste Stück ist 36 *mm* breit, 30·8 *mm* hoch und 19·5 *mm* dick.

Cardium (*Trachycardium*) *gatunense n. sp.*

(Verwandt mit *Cardium multicostatum Brocc.*)

Taf. XXVII (III), Fig. 4, und Taf. XXVIII (IV), Fig. 18.

Eine der häufigsten Formen in den ganz mürben, feinkörnig-glaukonitischen Sandsteinen.

Unter den mir bekannt gewordenen Formen ist das *Cardium peramabile Dall*, welches Dall (Bull. Mus. of comp. Zoology XII (1), pag. 269, Taf. IV, Fig. 7) aus 50—125 Faden Tiefe und aus warmem Wasser (40—80° F) beschrieben und mit dem eocänen *Cardium Nicoletii*

Conr. und mit *C. parile* und *semiasperum Desh.* verglichen hat, zum mindesten nahe verwandt. Zumeist liegen mir Steinkerne vor, welche in ihrer Form auch an *Cardium discrepans Bast.* (M. Hörnes, Wiener Becken, Taf. XXIV, Fig. 1—5, pag. 174) denken ließen. Nur an einem Exemplar ist die Schale erhalten. Diese ist mit kräftigen, an der Oberfläche flachen Radialrippen bedeckt (zirka 58 an der Zahl), welche auf der Mitte der Schale einseitig mit feinen, nach abwärts gerichteten Dornen besetzt sind, was an das Verhalten bei *Ctenocardia* erinnert (Fig. 18, Taf. IV). Gegen den vorderen Seitenrand schieben sich zwischen die flachen Rippen Zwischenrippen ein mit kurzen, schräg stehenden, mit einander im Zickzack verbundenen Dornen.

Unter den rezenten Formen möchte ich auch *Cardium (Trachycardium) muricatum L.* zum Vergleich herbeiziehen, welche Art mir in vielen westindischen Stücken vorliegt. Die Form und Wölbung der Schalen ist sehr ähnlich, auch der Charakter der seitlichen Dornung ist analog. Die Zahl der Radialrippen ist jedoch geringer (34 gegen mindestens 48 bei den Gatuner Stücken) und erscheinen auf den mittleren derselben nur spärliche Dornen.

F. Sacco bildet (Piemont, Parte XXVII, Taf. X, Fig. 1—6) ein in der Form und Aufblähung ähnliches *Cardium* als *Trachycardium multicostatum Brocchi* ab. Es hat ähnlich so dicht stehende Rippen und trägt auch eine seitlich auftretende Bedornung, doch sind diese Dornen auch auf der Mitte der Schale größer. Diese Form findet sich im Miocän und Pliocän.

In der Form der Schale und ihrer Größe und in der Rippung hat das *Cardium cingulatum Goldf.*, wie es A. v. Koenen (Nordd. Unteroligocän V, pag. 1137, Taf. LXXVI, Fig. 9—12) abbildet, eine gewisse Ähnlichkeit.

Die abgescheuerten Stücke von Gatun wäre man versucht, als damit vielleicht sogar übereinstimmend anzunehmen. Die Rippen der norddeutschen Art sind nur zahlreicher und weniger erhaben. Die Verzierung bildet an meinem mit der Schale besser erhaltenen Stück eine bestimmte Unterscheidung. Reeve (*Cardium*-Monogr. 1845, Taf. XV, Fig. 13) bildet ein *Cardium enode* ab, welches, aber nur auf den rückwärtigen Rippen, eine ähnliche seitliche Bedornung zeigt. Es ist eine Form von Ceylon.

Ein nicht deformierter Steinkern der rechten Klappe ist 46·5 *mm* breit, 47·2 *mm* hoch, 20 *mm* dick. Ein etwas deformiertes Stück mit beiden Klappen ist 44 *mm* breit, 42 *mm* hoch und trotz der Zerdrückung 32 *mm* dick.

Cardium spec. (vielleicht eine neue Art).

Taf. XXVII (III), Fig. 5, und Taf. XXVIII (IV), Fig. 15 *a, b*.

Eine weitere Form liegt mir nur in Steinkernen mit Resten der kalzinierten Schale vor. Sie ist sehr schmal gebaut und hochgewölbt. Sie trug 20—24 kräftige Radialrippen. Mir ist eine ähnliche Form nicht bekannt. Meine Stücke reichen jedoch zu weiteren Angaben nicht hin. Die Schale scheint mit etwas gerunzelten Anwachslinien bedeckt gewesen zu sein. G. B. Sowerby (Quart. Journ. VI, 1850,

Taf. X, Fig. 11) bildet von S. Domingo ein kleines, hochgewölbtes *Cardium Haitense* ab, das einige Ähnlichkeit haben könnte. Noch ähnlicher könnte *Cardium lingua-leonis Guppy* (Quart. Journ. 1866, pag. 293, Taf. XVIII, Fig. 7) sein, eine schmale, hochgewölbte Form, die übrigens in ihrer Ornamentierung an jene der vorhergehenden breiter gebauten Art erinnert.

Der besterhaltene Steinkern hat eine Breite von 27 *mm* bei einer Höhe von 39·4 *mm* und einer Dicke (der einen Klappe) von 22 *mm.*

Cardium (Laevicardium) Dalli nov. spec. (aff. Cardium citrinum Chem.) u. *Cardium oblongum Chem.*

Drei Stücke eines *Laevicardium* aus dem feinkörnig glaukonitischen Sandstein liegen mir vor, welche in der langen schmalen Form und in der Wölbung und Streifung der Schalen recht ähnlich sind dem rezenten *Laevicardium citrinum* und *oblongum Ch.* Die Rippung meiner Stücke ist viel feiner als bei *oblongum*, scheint aber gleichfalls gegen den hinteren Rand zu enden, über den nur die feinen Anwachsstreifen hinüberziehen.

Laevicardium Mortoni Conr. aus dem ostamerikanischen Miocän und Pliocän, das auch lebend von N.-Schottland und bis Brasilien bekannt wurde, ist eine kürzere und breitere Art. Auch *L. citrinum L.* ist noch lebend und zurück bis ins Oligocän bekannt. (W. H. Dall, Florida 1900, pag. 1110.)

Laevicardium citrinum liegt mir rezent aus Westindien vor. Die Form der Schale ist überraschend ähnlich, doch ist der Längsstreifen oberflächlich undeutlicher entwickelt, jedoch in ähnlicher Feinheit vorhanden, besonders bei durchfallendem Lichte wird dies deutlich. Wenn auch die Anwachsstreifung etwas mehr hervortritt als bei den mir vorliegenden, immerhin etwas abgeriebenen Stücken von Gatun, so bin ich doch der Meinung, daß sie die nächststehende Art sei.

Cardium norwegicum Spengler = oblongum Reeve (Bucquoy, Dautzenberg u. Dollfus, Moll. marin. du Roussillon, pag. 298, Taf. XLVIII, Fig. 5), und zwar die als *var. gibba Jeffr.* bezeichnete Form scheint in Gestalt und Skulptur recht ähnlich zu sein. Es ist eine nordische Art, die aber auch im Mittelmeer und im Atlantik bis an den Senegal auftritt. *Cardium oblongum Chemn. Gmelin* (ebend. XLIX) erscheint etwas gröber gerippt.

(*Cardium*-Monographie, 1845, Taf. XV, Fig. 71, Taf. XVI, Fig. 79.)

Das eine meiner Stücke ist 25 *mm* breit, 32 *mm* hoch und 7·5 *mm* dick. Das kleinste Stück ist 19 *mm* breit, 22 *mm* hoch und 6·5 *mm* dick.

Isocardia sp. (aff. Isocardia cor. L. juv.).

Taf. XXVII (III), Fig. 7.

Nur ein kleines Exemplar, dessen beide Klappen überdies durch Druck verschoben sind, liegt mir vor. Die stark nach vorn

gekrümmten Wirbel lassen mich dabei an ein Jugendexemplar von *Isocardia cor. L.* denken, recht ähnlich jenem, welches Sacco (Piemont, Parte XXVIII, Taf. I, Fig. 4) aus dem Piacentino abgebildet hat, eine Form, die auch im Astiano als nicht selten angegeben wird.

14·8 *mm* breit, zirka 14·6 *mm* hoch und 10 *mm* dick.

Callocardia (?) sp.

Drei Steinkerne mit Resten der Schale liegen mir aus dem Tellinen-Turritellen-Sandstein vor. Die Stücke sind hoch gewölbt und zeigen einen sehr weit nach vorn gerückten, eingerollten Wirbel. Bei dem einen könnte man an *Isocardia carolina Dall* (Florida 1900, Taf. XLVI, Fig. 22) denken, ein zweites Stück ist mehr der Quere nach ausgezogen und viel weniger hoch.

Das eine der Stücke ist 39 *mm* breit, 28·5 *mm* hoch und etwa 19 *mm* dick.

Der Wirbel liegt nur 6 *mm* hinter dem Vorderrand. Das Schloß läßt die Zähne nur zum Teil erkennen, sie erinnern an jene von *Callocardia*, wie sie Dall an der *Callocardia gatunensis* oder der als miocän bezeichneten *C. Sayana Conrad* zeichnet (Florida VI, Taf. LIV, Fig. 14 u. 16 und Gleen, Maryland Miocene, Taf. LXXIII, Fig. 13, 14). Meine Stücke fallen durch die verlängerte hintere Hälfte der Schale und den weit nach vorn gerückten Wirbel auf.

Callocardia (?) cf. C. gatunensis Dall.

Taf. XXV (I), Fig. 23.

Eine wohl erhaltene Schale liegt mir vor, bei der ich an *Callocardia gatunensis Dall* (Florida VI, pag. 1261, Taf. LIV, Fig. 1 u. 15) denken möchte. Sie stammt aus den als oligocän angenommenen Schichten vom Kilom. 10·5, W von Colon. Die drei „Callocardien (?)" des Challenger Werkes sind sehr klein und stammen aus großen Tiefen (1000—2900 Faden).

Mein Stück ist mit feinen Anwachsstreifen dicht bedeckt, der vordere Schloßrand bildet, wahrscheinlich durch eine Zusammenpressung, eine etwas aufragende Kante; von einem Ligament keine Spur

Von der Innenseite ist an meinem fest geschlossenen Schalenpaare nichts zu sehen. Übrigens könnte man auch an *Caryatis (Cytherea) Guppyana Gapp* (1881, pag. 373, Taf. XLVII, Fig. 23) erinnert werden.

Das beschalte Exemplar ist 25 *mm* breit, 20 *mm* hoch und 14·7 *mm* dick.

Venus (Chione?) spec. (vielleicht neue Art, nahestehend der *Chione Parkeria Gleen*).

Vier kleine zierliche Schälchen, ein Exemplar mit beiden Klappen, liegen mir vor. Die Schalenform annähernd dreiseitig, der Wirbel weniger spitz ausgezogen wie bei der zum Vergleiche

herbeigezogenen *Chione Parkeria Gleen* aus der miocänen Calvert Formation in Maryland (Maryland Miocene, pag. 310, Taf. LXXVI, Fig. 9—11). Auch ist das der Lunula entsprechende Feldchen des Schloßrandes venusartig vorgezogen. Die Oberfläche besitzt Anwachsstreifung und radiale Linien, die unter der Lupe deutlich zu erkennen sind. Da die Innenseite nicht zu entblößen war, muß eine weitere nähere Bestimmung unterbleiben. Der scharfe Stirnrand ohne Zähnelung würde für *Chione* sprechen.

Chione (Venus, Lirophora, Anaitis) ulocyma Dall.

Taf. XXV (I), Fig. 20—22.

Eine der häufigsten Schalen bei Gatun, mir in vielen gut erhaltenen Stücken von verschiedener Größe vorliegend, versuchte ich vergebens mit lebenden und fossilen Arten in näheren Vergleich zu bringen. Die Stücke schienen sich nur einer, mir aus den chinesischen Meeren vorliegenden, lebenden Art am meisten anzunähern, einer Art, die als *Cryptogramma flexuosa L.* bezeichnet wird. Die Form der Schale mit der zu einer förmlichen Schleppe nach rückwärts ausgezogenen Schale und das Schloß würden in recht schöner Übereinstimmung stehen. Die Skulptur der Schale aber unterscheidet.

Außer den kräftigen konzentrischen Falten stellen sich bei den Stücken von Gatun besonders auf der Mitte der Schale entwickelte, vom Wirbel bis an den Stirnrand reichende radiale feine Furchen ein, wodurch die konzentrischen Falten förmlich zerschnitten werden. Nur der über der Schleppe liegende Teil der Schale entbehrt sie. Hier ziehen nur die konzentrischen Linien hinüber, von welchen in ziemlich gleichen Abständen einzelne scharfe Leisten vorragen, die gegen den Stirnrand scharf schneidige Blättchen bilden. Gegen den Vorderrand werden die konzentrischen Linien besonders kräftig und stoßen an der scharf umgrenzten Lunula ab, ein Verhalten, wie es ähnlich so bei der *Venus plicata Gm.* (M. Hörnes, Wiener Becken II, Taf. XV, Fig. 4) der Fall ist.

Nicht wenig erfreut war ich, im weiteren Verfolg meiner Vergleiche bei W. H. Dall (Florida 1900, Taf. XLII, Fig. 5) seine *Venus (Anaitis) ulocyma* zu finden, die im später erschienenen Text (1903, Florida, Transact. Wagner Free Inst., pag. 1296) als *Chione (Lirophora) ulocyma* bezeichnet wird und mit meinen Stücken in bester Übereinstimmung steht. Dall gibt am Schluß seiner Ausführung über diese Miocänform von Alum Bluff an, daß die Fig. 5*a* gezeichnete kleine Klappe nicht die junge *V. (Ch.) ulocyma*, sondern die Jugendform von *Venus (Anaitis) Burnsii Dall* aus den Chipola Beds (Oligocän) sei. Auch im Panamaoligocän komme eine etwas kleinere, weniger gefaltete, mehr plumpe und ovale Form vor. Ich bin nach meinen Stücken überzeugt, daß bei Gatun die echte *ulocyma Dall* vorliegt, eine Form, welche ziemlich veränderlich zu sein scheint in bezug auf die Ausbildung der Faltenblätterung. Jüngere Stücke meiner Sammlung zeigen die Blätter in der Wirbelnähe sehr gedrängt stehend, während sie nach dem Stirnrand zu weiter auseinanderrücken. Ältere und größere Stücke zeigen

dann die dachigen Vorragungen der Blätter. Die Vorragungen in der vorderen Schalenhälfte stellen sich sehr verschieden dar. Ich habe Stücke, wo sie gerade so wie bei Dalls Abbildung (Fig. 5) bis über die Mitte der Lunula hinaufreichen, während sie bei anderen spärlicher auftreten. —

In ziemlich großer Zahl liegen mir aus dem feinkörnig-glaukonitischen mürben (wenig gebundenen) Sandstein mit Tellinen und Turritellen stark kalzinierte Schalenreste tragende Steinkerne vor, die ich hierher stellen zu sollen glaube. Bei mehreren Stücken gelang es mir, das Schloß herauszupräparieren. Es steht in vollkommenster Übereinstimmung mit dem Schloß von *Venus ulocyma Dall.* Auch die zierliche Streifung, welche am Schloßrand unter der Lunula auftritt, ist in ganz gleicher Weise entwickelt und ebenso die feine Zackenbildung auf der Innenseite des Stirnrandes. —

Schließlich sei erwähnt, daß *Venus ulocyma Dall* sowohl in dem feinsandigen Gestein, als auch in dem dunklen gröberkörnigen Gestein mit kleinen Rollsteinchen auftritt, wenn mir daraus auch nur ein Stück vorliegt.

Die beste Schale (eine rechte Klappe) ist 44·5 *mm* breit, 34·5 *mm* hoch und 11 *mm* dick. Ein kleines Exemplar (rechte Klappe) ist 33·4 *mm* breit, 26 *mm* hoch und 8·7 *mm* dick.

Clementia dariena Conrad.

(Nahe verwandt der lebenden *Clementia Cumingii Desh.*).

Taf. XXVII (III), Fig. 9, 10.

Es liegen mir sechs Steinkerne mit teilweise wohl erhaltener Schale, leider durchweg linke Klappen, vor; von den rechten, nach Gabbs Zeichnung (1881, pag. 344, Taf. XLIV, Fig. 16) stärker gewölbten leider nicht ein Stück. Meine Stücke sind in der Größe sehr verschieden, stimmen jedoch in der charakteristischen Skulptur sehr gut überein und gleichen in dieser Beziehung ganz den Abbildungen, welche Gabb von einem Stück mittlerer Größe gegeben hat.

Es gelang mir, den Schloßapparat an einem der Stücke gut, bei einem zweiten teilweise zu entblößen. Nach vorn stehen zwei Zähne, der zweite bogig gekrümmt; hinter einer dreieckigen tiefen Grube folgt dann ein lamellarer Doppelzahn, der bis an den Rand des Schloßfeldes hinabreicht. Weder Conrads *Meretrix dariena* (Pacif. R. R. Rep., 1856, V, pag. 328, Taf. VI, Fig. 55) noch Gabbs *Clementia dariena Conr. sp.* (1881, pag. 344, Taf. XLIV, Fig. 16) zeigen den Schloßbau und auch Dall (Florida, pag. 1235) bildet ihn nicht ab. Dall bezeichnet diese Form als eocän? bei Gatun, als oligocän bei Vamos-Vamos; sie sei ein besonders charakteristisches Fossil des mittelamerikanischen Oligocän.

Äußerlich hat *Cytherea erycina Lam.*, wie sie M. Hörnes (Wiener Becken II, Taf. XIX, Fig. 1, 2) von Loibersdorf abbildet, eine immerhin große Ähnlichkeit, der Bau des Schlosses ist jedoch ein anderer, vor allem fehlt der ausgesprochen zweiteilige Zahn hinten. Hörnes gibt zwar an, daß der hintere lamellenartige Zahn

„lang und an seiner Spitze gespalten ist". Es deutet dies wohl auf eine Annäherung an *Clementia*, doch ist die Spaltung bei meinen Stücken denn doch eine ganz andere.

Ich konnte drei rezente Formen vergleichen: *Cl. Cumingii Desh.* aus dem Roten Meer, *Cl. papyracea Gray* und *Cl. similis Sow.*, die beiden letzteren von Manila. Äußerlich sind alle drei nahe übereinstimmend mit meiner zentralamerikanischen Art; sie zeigen grobe Wülste mit feiner Anwachsstreifung. Den Schloßbau konnte ich an einer linken Schale von *Clementia Cumingii Desh.* vergleichen. Diese dünnschalige Art läßt die Wülste auch an der Innenseite erkennen, wie an den Steinkernen meiner Stücke. Die beiden vorderen Zähne sind ganz gleich gebaut, auch die Krümmung des hinteren der beiden Zähne ist vorhanden. Die Zweiteilung des rückwärtigen Zahnes ist bei *Cl. Cumingii* viel weniger tief. Das ganze Schloß ist verhältnismäßig zarter gebaut als bei meinem Stück.

Das größte meiner Stücke hat eine Breite von 67 *mm* und eine Höhe von 56 *mm*, ein kleineres Exemplar eine Breite von 47·5 *mm* und eine Höhe von 38·3 *mm*.

Callista? (Dione) spec.

Taf. XXVIII (IV), Fig. 9 (oben).

Ein flachgewölbter Steinkern mit teilweise erhaltener Schale, diese mit Anwachslinien und mit einem sanften Kiel auf der hinteren Schalenhälfte. Nur in einem Stück vorliegend.

Man könnte an *Cytherea Raulini M. Hörn.* (l. c. Taf. XIX, Fig. 3) erinnert werden, doch ist der rückwärtige Schalenabsatz bei dieser Art von Gauderndorf viel schmäler. Das Schloß meines Stückes konnte ich leider nicht erhalten. Mein Stück ist 31·5 *mm* breit und 25·3 *mm* hoch.

Pitaria (Hyphantosoma Dall) n. sp.

(Ähnlich der pliocänen *Pitaria opistogrammata Dall* und der oberoligocänen *Pitaria floridana Dall.*)

Taf. XXVIII (IV), Fig. 16.

Nur ein Schalenbruchstück der rechten Klappe mit der Wirbel- und Vorderregion liegt mir vor, das die Skulptur der Oberfläche recht gut erkennen läßt. Die Oberfläche ist mit zahlreichen dicht stehenden Anwachslinien bedeckt, die von etwas ungleicher Stärke sind und gekreuzt werden von bogig vom Wirbel bis zum Vorder- und Stirnrand verlaufenden, in der Mitte der Schale aber winkelig im Zickzack gebrochenen, feinen, punktierten Linien von ziemlich gleicher Stärke, die als feine Furchen auftreten. Die Zickzacklinien erinnern an die farbigen Linien, wie sie etwa bei der rezenten *Venus gallina L.* auftreten. Die Lunula ist nur durch eine scharfe und schmale, aber nicht sehr tiefe Furche von der übrigen Schale abgetrennt und trägt nur die Anwachslinien.

Pitaria (Hyphantosoma) opistogrammata Dall aus dem Pliocän von Florida (VI, Taf. LIV, Fig. 8) besitzt eine ähnliche Zickzackornamentierung, hat jedoch im übrigen wenig Ähnlichkeit, vor allem

fehlt die bogige Streifung vorn. Noch ähnlicher ist die Streifung bei *Pitaria (Hyphantosoma) floridana Dall* aus dem Chipolaoberoligocän. Die bogige Streifung gegen den Vorderrand meines Stückes ist bei *Pitaria floridana Dall* nur gegen den Stirnrand leicht angedeutet. Die nicht eingesenkte Lunula und ihre Abgrenzung stimmt mit der von Dall gegebenen Charakterisierung (l. c. VI, pag. 1265). Die Zickzackskulptur gibt Dall (an gleicher Stelle) als bezeichnend für die „Sektion *Hyphantosoma*" an. Ich glaube nicht fehl zu gehen, wenn ich mein Stück etwa zwischen die beiden genannten Formen stelle.

Dosinia (Artemis) cf. acetabulum Conr. sp.

(*Aff. Dosinia orbicularis Ag.*)

Taf. XXVII (III), Fig. 8 (Fig. 8*a*).

Von *Dosinia* liegt mir eine besser erhaltene Schalenklappe vor, welche sich von *Dosinia scabriuscula Ph.* von den Philippinen in der Form und Wölbung der Schale und in der konzentrischen Streifung kaum unterscheiden läßt. Freilich ist auch die *Dosinia liogana Dall* aus dem Oligocän von Florida (Transact. Wagner Free Inst., Vol. III, VI, 1903, Taf. LIV, Fig. 11) sehr ähnlich. Dasselbe gilt von der „miocänen" *Dosinia acetabulum var. obliqua Dall* (ebenda Taf. LIV, Fig. 13). Zu vergleichen wäre auch *Dosinia orbicularis Ag.* (M. Hörnes, l. c. Taf. XVI, Fig. 1). G. F. Dollfus und Ph. Dautzenberg bilden (Mem. S. géol. de Fr. XIV, pag. 224, Taf. V, Fig. 8—14) eine *Dosinia exoleta Linn. sp.* ab, die sehr ähnliche Skulptur besitzt. Der stärker vorgezogene Wirbel scheint mir gut zu unterscheiden. Eine Art, die aus dem Oligocän bis ins Pleistocän angegeben wird, *Dosinia orbicularis Ag.*, von welcher Sacco (Piemont, Parte XXVIII, Taf. XI, Fig. 10) eine treffliche Abbildung gibt, ist sicherlich eine überaus ähnliche Form. Der Wirbel meiner beiden Stücke ist viel weniger nach vorn gezogen als bei der Hörnesschen Abbildung gezeichnet ist. Bei einem kleinen Exemplar gelang mir die Entblößung des Schlosses einer rechten Klappe und daraus entnehme ich, daß der Bau desselben ein etwas anderer ist: der vordere Zahn ist breit dreiseitig mit scharfer, nach vorn gekehrter Kante, dahinter erhebt sich ein schmaler Doppelzahn, der von der breiten hinteren Schloßfläche durch eine schräg nach rückwärts verlaufende tiefe und enge Furche geschieden ist. *Artemis acetabulum Conrad* nach Harris (1893, Taf. VI, Fig. 1) ist eine mindestens sehr nahestehende Art. Heilprin vergleicht sie (1884) mit *Artemis lentiformis Sow.* aus dem englischen Crag.

Das Schloß des kleinen (Taf. III, Fig. 8*a* abgebildeten) Exemplars scheint von etwas abweichendem Bau, wenn man es mit jenem von *D. acetabulum Conr.* vergleicht, wie es R. P. Whitfield (N. Jersey, Monogr. XXIV, Taf. XIII, Fig. 2) abgebildet hat.

Mein Stück hat eine Breite von 47·4 *mm* bei einer Höhe von 45 *mm*.

Tellina Rowlandi n. sp.

(Verwandt mit *Tellina nitida Poli = Tellina bipartita Bast.*)

Taf. XXVIII (IV), Fig. 11.

Von Tellinen liegen mir ziemlich viele Stücke in Steinkernen mit Resten der Schale in dem feinkörnigen mürben, etwas glaukonitischen Sandstein vor.

Nur eine Art ist (in vier Exemplaren) so wohl erhalten, daß ich an Vergleiche mit lebenden Formen denken konnte. Es ist eine kleine Schale mit schwach angedeuteter Kante auf der hinteren Hälfte. Die vordere verbreiterte Hälfte läßt die zarte, aber bestimmte, konzentrische Streifung deutlich erkennen, von radialer Streifung ist nichts zu bemerken. Von rezenten Arten finde ich die *Tellina* (*Peronaeoderma*) *punicea Born.* von Xipixapi in W. Columbia überaus ähnlich, nur sind die Stücke etwas größer. Aber auch *Tellina sybaritica Dall* mit etwas stärkerer Kante und stärker verbreiterter Vorderseite dürfte zu den näher verwandten Formen gehören (W. H. Dall, „Blake", pag. 277, Taf. VI, Fig. 11). Sie wurde in der Yucatanstraße in 640 Faden aufgefunden.

W. H. Dall hat eine weitere, nahe verwandt scheinende Art als *Tellina* (*Scissula*) *lampra* beschrieben und abgebildet, und zwar aus den „oligocänen" Chipola Beds (Florida, pag. 1028, Taf. XLVI, Fig. 14). Ähnliche Formen werden von Dall auch aus dem Pliocän und Miocän namhaft gemacht und mit der rezenten *T. polita Say* in Vergleich gebracht.

Sehr ähnlich in Form und Skulptur scheint mir die von Basterot (Env. de Bordeaux, 1824, Taf. V, Fig. 2) abgebildete *Tellina bipartita Bast.* von Saucats zu sein, eine etwas größere Form. Freilich kann ich an meinem Stück von der Verdoppelung der Linien (l. c. pag. 86) nichts wahrnehmen. Am ähnlichsten scheint mir die von Sacco (l. c. XXIX, Taf. XXIII, Fig. 12) abgebildete, nur etwas größere *Tellina* (*Peronaea*) *nitida Poli* (= *Tellina bipartita Bast.*) von Castellarquato zu sein.

Die „miocänen" Tellinen, welche Dall (Florida 1900, Taf. XLVII, Fig. 4: *Macoma Holmesii Dall*, Miocän vom York River in Virginien; Taf. XLVII, Fig. 16 und *Tellina* [*Eurytellina*] *scapha Dall* aus dem Miocän vom Nansemond River in Virginien) abbildet, gehören der Gestalt und Skulptur nach zu den nahe verwandten Formen. Eine sichere Entscheidung wird ohne genauere Vergleiche des Schlosses etc. kaum möglich sein. Ich will die Form zunächst als *Tellina Rowlandi n. sp.* festhalten.

Mein Stückchen ist 27 *mm* breit und 14·5 *mm* hoch. —

Von zu den Tellinen gehörigen Schalen liegen noch mehrere vor.

Tellina (?) sp.

1. Ein kleines Stück fällt durch die besonders stark verkürzte hintere Schalenhäfte auf, welche scharf abgeschnitten erscheint und hier offenbar klaffte. Eine feine radiale Streifung ist ziemlich

deutlich wahrnehmbar. Am Schloß gelang es mir, zwei Zähnchen zu entblößen, welche dicht beisammen stehen, etwa so, wie es bei *Peronaeoderma punicea Born.* gezeichnet wird (Chenu Moll. II, pag. 67, Fig. 279) oder bei *Noera donacina L.*, zwei Formen übrigens, welche im kürzeren hinteren Teil der Schale etwas gekielt erscheinen.

Das Stückchen ist 35 *mm* breit und 18 *mm* hoch.

Tellina sp.

2. Ein anderes Stück hat einen mehr gegen die Mitte gerückten, wenig vorragenden Wirbel. Es gelang mir, wenigstens einen Teil des Schlosses freizubekommen. Der vordere deutlich zweispaltige Zahn ist gut zu erkennen. Sacco bildet eine größere Zahl kleinerer Formen mit ähnlichem Umriß als *Macomopsis* (*Tellina*) *elliptica Brocc.* ab (Piemont, Parte XXIX, Taf. XXII, Fig. 36—48), an welchen sich bei Fig. 40 und 43 ein ganz ähnlicher Doppelzahn findet. Bei Brocchis Zeichnung (Conch. II, Taf. XII, Fig. 7) läßt sich davon nichts erkennen.

Ein Steinkern mit Teilen der dünnen, fein konzentrisch gestreiften Schalen ist etwas breiter und weniger hoch. Aus der Wirbelregion liegt ein Teil des Schlosses vor, welcher ein zweispaltiges Zähnchen trägt, ähnlich etwa wie es Wood (Crag Moll. II, Taf. XXII, Fig. 2) bei *Psammobia vespertina Chemn.* zeichnet. Mein Stück ist breiter als diese Art und weniger hoch.

Macoma (*Tellina*) *gatunensis n. sp.*

Textfigur 10.

Eines der häufigsten Vorkommnisse in den feinerkörnigen Sandsteinen, zumeist nur in einzelnen Klappen vorliegend, die, obwohl verschieden in der Größe, in der Form der Schalen auf das beste übereinstimmen. Der Wirbel ist weit nach rückwärts gerückt. Die lange Vorderseite ist ziemlich breit, die kurze Hinterseite etwas verjüngt und vertieft ohne Kiel. Ich konnte von lebenden Formen *Macoma birmanica Phl.* aus dem Indischen Ozean und *Macoma Galathea L.* aus dem Chinesischen Meer vergleichen. Die letztere ist gekielt, während die erstere nur Andeutungen einer Kante auf dem hinteren Teil der Schale besitzt.

Am ähnlichsten dürfte *Macoma aurora Hl.* sein, welche mir aus der Bucht von Rio de Janeiro vorliegt, eine in der Form ganz ähnlich variable Art. Dieselbe ist im langen vorderen Teil mehr oder weniger verbreitert, wie dies auch bei meinen Stücken der Fall ist, wie an den beiden zur Abbildung gebrachten Stücken zu erkennen ist.

Bei einem meiner kleinen Exemplare gelang es mir, das Schloß zu entblößen. Es ist verhältnismäßig sehr klein und besitzt zwei winkelig zusammenstoßende, nach unten verdickte, ungespaltene Zähnchen. Von Nebenzähnen ist nichts zu bemerken. Erwähnt sei noch, daß die Oberfläche mit feinen konzentrischen Linien bedeckt ist, von welchen in Abständen einige stärker hervorragen. Außerdem

bemerkt man dort, wo die oberste Schalenschicht abgefallen ist, hie und da radiale Linien.

Tellina Gari Poli (n. L.), wie sie Poli in seinem herrlichen Werke (Test. utr. Sic. 1791, I, Taf. XV, Fig. 19, 21, 23) abbildete, hat vielleicht die größte Ahnlichkeit (in der äußeren Erscheinung) mit meinen Stücken; sie besitzt auch die feine radiale Streifung. Bucquoy, Dautzenberg und Dollfus führen diese Art jedoch im Synonymenverzeichnisse von *Psammobia depressa Pennant* an. Ihre Abbildung (Roussillon, Taf. LXXI, Fig. 1—7) besitzt eine Verbreiterung der rückwärtigen Schalenhälfte, während meine Stücke durchwegs

Fig. 10.



Macoma (Tellina) gatunensis n. sp.
(Zwei etwas verschiedene Stücke.)

Tellinen-Charakter in der Form der Verjüngung dieses Teiles der Schale aufweisen und den Schloßbau von *Macoma* besitzen.

Gleen bildet (Maryland Miocene, Taf. LXXIII, Fig. 4) *Macoma lenis Conr.* ab, welche wohl an meine Stücke erinnert, aber viel höher ist und auch einen deutlichen Kiel besitzt. Endlich wäre auch *Tellina nitida Poli*, diese im Mittelmeer so weit verbreitete und häufige Form, die auch im Atlantik lebt, wie sie von Bucquoy, Dautzenberg und Dollfus (Roussillon, Taf. XCIII, Fig. 1—5) abgebildet wird, mit meinen etwas ansehnlicheren Stücken in Vergleich zu bringen, wenngleich die Verjüngung der kurzen Schalenhälfte etwas mehr entwickelt scheint und die Verkürzung weniger auffällig ist.

Semele Sayi n. sp.

Taf. XXVIII (IV), Fig. 17.

Nur eine gleichmäßig gewölbte Klappe; Steinkern mit größeren Teilen der Schale. Die Form derselben stimmt mit jenen lebender Arten von *Semele* recht gut überein, die Skulptur ist aber doch verschieden, da bei weitaus den meisten Arten zwischen den kon-

zentrischen Streifen eine sehr feine radial gerichtete Streifung auftritt. Die konzentrische Streifung meines Stückes ist sehr fein, etwa so wie bei der südamerikanischen *Semele pulchra Sow.*, welche jedoch gegen den Rand scharf ausgeprägte Radiallinien besitzt, wovon bei meinem gleichmäßig gestreiften Stücke keine Andeutung vorliegt.

W. H. Dall bildet (Florida V, Taf. XXXVII, XXXVIII, XLIII und XLIV) eine größere Anzahl Arten von *Semele* ab und beschreibt einige aus dem Oligocän, Miocän und Pliocän. Mir scheint die etwas gedrungenere *Semele chipolana Dall* (Taf. XXXVIII, Fig. 3) aus den („oberoligocänen") Chipola Beds am ähnlichsten zu sein, weil sie wie mein Exemplar eine Kante auf dem hinteren Teil der Schale besitzt. Ihre Höhe ist jedoch viel beträchtlicher und die konzentrische Streifung gröber. Dall findet sie seiner pliocänen *Semele Leana* (Taf. XXXVIII, Fig. 1) nicht unähnlich, diese hat aber deutliche radiale Streifen zwischen den Anwachslinien, wovon man, wie gesagt, weder bei der Abbildung der *Semele chipolana*, noch bei meinem Stücke etwas wahrnimmt. Die kleine *Semele* (*Amphidesma*) *subovata Say* (Maryland Miocene, Taf. LXXII, Fig. 6—8) ist flacher und weniger hoch.

Mein Stück ist 31 *mm* breit und 23·5 *mm* hoch.

Solecurtus (*Macha*) *strigillatus Linn. sp.*

Taf. XXVII (III), Fig. 12, Textillustration 11.

Ein kleines, wohl erhaltenes Schälchen zeigt ganz die charakteristische schräge Streifung der genannten Art aus dem Corallinen-Crag, welche auch lebend bekannt ist. Weit verbreitet im Atlantik, im Indischen Ozean und im Mittelmeer (man vergl. Lamarcks Abbildung in Ann. du Mus. XII, Taf. XLIII, Fig. 5).

Fig. 11.



Solecurtus (*Macha*) *strigillatus Linn. sp.*

Gabb bildet ein hübsches Exemplar als *Tagelus lineatus* ab (1881, pag. 370, XLVII, Fig. 71), und zwar aus dem Costa Rica-Pliocän, das eine ähnliche schräge, aber weniger weit reichende Streifung besitzt. Dall (Florida, pag. 961) führt diese Form als *Psammosolen Cuningianus Dunker* an. Früher hat er selbst dieselbe Form als *Macha multilineata* bezeichnet (1898). Mir scheint diese eine meinem kleineren Stück recht ähnliche Form zu sein.

Das Stückchen ist 17·8 *mm* breit und zirka 8·5 *mm* hoch.

Solecurtus gatunensis n. sp.

Taf. XXVIII (IV), Fig. 12.

Aus dem mürben, muschelreichen, feinkörnigen, etwas glaukonitischen Sandstein liegt mir eine gut erhaltene Schale vor, welche sicher zu *Solecurtus* gehört. Mir liegen als Vergleichsobjekte vor: *Solecurtus exaratus Ph.* aus China, *S. philippinarum Dk.* von Mindanao und *S. sanctus Ch.* aus Mexiko.

Keine der drei Arten stimmt in der Verzierung der Schalenoberfläche vollkommen überein. Die feine Anwachsstreifung ist allen gemeinschaftlich. Die schrägen, am Schloßrande nach vorn und unten verlaufenden Linien stehen bei meinem Stück weit voneinander ab und reichen nur bis an die Mitte der Schalenoberfläche, so daß die vordere Hälfte vollkommen frei davon bleibt. Auch bei *Solecurtus exaratus* aus China reichen sie über die Mittellinie hinaus und sind etwas wellig gebogen. *Solecurtus Basteroti Des Moul.* (G. F. Dollfus und Ph. Dantzenberg, Bass. de la Loire, Mem. Soc. geól. d. Fr. X, Taf. IX, Fig. 43) ist in der Form sehr ähnlich, hat aber viel engere und zahlreicher auftretende schräge Linien auf der rückwärtigen Hälfte der Schalenoberfläche. *Solecurtus* (*Macha*) *strigillatus* bei Wood (l. c. II, Taf. XXV, Fig. 3) aus dem Crag dürfte nach den beiden Autoren mit der französischen Form übereinstimmen.

Die *Solecurtus*-Formen, wie F. Sacco (Piemont, Parte XXIX, Fig. 1—5) sie darstellt, sind in bezug auf die schrägen Faltenlinien sehr veränderlich, bei der Fig. 2 dargestellten Form (*S. strigillatus L.*) sind die Abstände ziemlich weit, aber wie es scheint, auf die Schalenmitte beschränkt.

Mein Stück ist 43 *mm* breit und 18·2 *mm* hoch.

Solen cf. vagina L.

Solen ist unter meinem Material nicht selten, und zwar in dem feinkörnigen glaukonitischen mürben Sandstein neben dem *Cardium* (*Trachycardium*) *gatunense n. sp.* Es sind ansehnlich große Steinkerne mit Schalenresten, welche die Beschaffenheit der Oberfläche recht gut erkennen lassen.

Mor. Hörnes hat (Wiener Becken II, Taf. I, Fig. 11) eine ähnliche Form als *Solen vagina L.* bezeichnet. Auch die mir vorliegenden rezenten Stücke aus dem Mittelländischen Meer sind, wenngleich vielleicht im allgemeinen etwas schlanker gebaut, sicherlich kaum zu unterscheiden, doch liegen mir auch Exemplare des lebenden *Solen ambiguus Lam.* von Panama vor, welche in Betracht kommen könnten, wenn die Oberflächenskulptur meiner Stücke besser wäre.

Von *Solen vagina L.* bildet Lamarck (Tafeln 1823, Taf. XLIII, Fig. 3, Hist. nat., Vol. VI, pag. 53) ein kleines, gerade gestrecktes Stück auch von Grignon ab.

Wood bildet (Crag Moll. II, pag. 254, Taf. XXV, Fig. 8) einen *Solen gladiolus Gray* aus dem Red Crag ab, der gleichfalls mit meinen Stücken Ähnlichkeit hat. Er wird als rezent in der Arktischen See

angegeben. Sacco (Piemont, Parte XXIX, Fig. 1) bildet *S. vagina* unter dem Namen *Solen marginatus Pennant* ab.

Das größte meiner Stücke (beiderseits abgebrochen) mißt noch 96 *mm* in der Breite bei einer Höhe von 23 *mm*.

Thracia (?) nov. spec.

Taf. XXVIII (IV), Fig. 8. (Unten.)

Zwei Stücke, dünnschalige rechte Klappen, liegen mir vor, welche in ihrem allgemeinen Umriß an *Thracia* erinnern. Der Wirbel erscheint etwas nach vorn gerückt; der Schalenvorderrand ist gerundet, die Schale vorn aufgebläht; nach rückwärts stark verschmälert und etwas klaffend, also ähnlich wie bei *Thracia ventricosa Phil.* (Hörnes, Wiener Becken II, Taf. III, Fig. 15), aber ohne Kante.

Die Oberfläche zeigt Anwachsstreifung und, wo sie besser erhalten ist, auch eine sehr zarte, erst unter der Lupe gut sichtbar werdende Radialstreifung. Das besser erhaltene Exemplar ist 43 *mm* breit, 37·5 *mm* hoch und zirka 15 *mm* dick. Vom Schloß ist nichts erhalten geblieben, doch glaube ich den Ausschnitt des Schloßrandes zu erkennen.

Bei *Thracia Conradi Couth.* (L. C. Gleen, Maryland Miocene, Taf. XLV, Fig. 4) ist der Wirbel so ziemlich mittelständig und fehlt jede Andeutung einer radialen Streifung. Auffallend bleibt die zarte Radialstreifung (obwohl bei *Periploma* radiale Streifung auftritt).

Corbula gatunensis n. sp.

Taf. XXVII (III), Fig. 12.

Nur ein gut erhaltenes Stück mit beiden Klappen liegt mir aus dem feinen, wenig gebundenen Sande vor, das große Ähnlichkeit mit der mir von Dr. Sturany zum Vergleiche vorgelegten *Corbula crassa Hinds* von Panama hat. Mein Exemplar fällt auf durch eine Wachstumsunregelmäßigkeit, wodurch die kräftigen Falten der alten Schalenpartie scharf abstoßen gegen den fein gestreiften jüngeren Teil der Schale. Bei einem der mir vorliegenden Vergleichsstücke, einem kleineren Schälchen, verhält es sich übrigens ähnlich so. Mein Exemplar ist ganz besonders dickschalig und ist das Schloß breiter und sehr kräftig gebaut. Die Schalen klaffen rückwärts ein klein wenig. *Corbula carinata Duj.*, wie sie von Dollfus und Dautzenberg (l. c. Taf. III, Fig. 1—14) aus dem Miocän der Touraine abgebildet wird, zeigt eine gewisse Ähnlichkeit der Oberflächenskulptur, besitzt jedoch ein anders gebautes Schloß.

W. B. Clark und G. C. Martin bilden (Maryland Eocene, pag. 164, Taf. XXXII, Fig. 8) eine kleine *Corbula oniscus Conr.* ab, welche in der Außenform Ähnlichkeit besitzt. Es ist eine ebenfalls sehr dickschalige Form, deren Schloßbau jedoch ein ganz anderer zu sein scheint.

Mein Exemplar ist 24·4 *mm* breit, 17·8 *mm* hoch und beide Klappen zusammen 17·6 *mm* dick.

Martesia spec. (*n. sp.?*). Ähnlich ist auch *Pholas* (*Aspidopholas?*) *rugosa Sacco* (*Brocchi*).

Auf einem Treibholzstückchen findet sich eine Hohlform, die nach dem hergestellten Kittabdruck sich als ein Pholade herausstellte, und zwar als eine Form, welche dem *Aspidopholas rugosa Sacco* (*Brocchi*) nahestehen könnte (Piemont, Parte XXIX, Taf. XIII, Fig. 59), doch ist die konzentrische Streifung meines Stückes etwas kräftiger. Sie zieht über die scharf ausgeprägte Furche hinweg. — Es liegen auch mehrere Steinkerne im Holz eingeschlossen vor, welche jedoch keine besser ausgeprägte Skulptur aufweisen. Die Abbildung bei Brocchi (Conchyl. II, Taf. XI, Fig. 12) scheint nur etwas anders ornamentiert zu sein. Die Furche ist viel schmäler, die Streifung viel feiner, die Form im allgemeinen stärker aufgebläht.

Dall (1898, Wagner Free Inst., Sc. III/4, Taf. XXXVI, Fig. 5) bildet eine ähnliche Form als *Martesia* (*?*) *ovalis* ab, welche von L. C. Gleen (Maryland Miocene, Taf. LXV, Fig. 4—9) als *Martesia ovalis Say* wieder abgebildet wird. Mein Stückchen, wenn auch nur unvollkommen erhalten, unterscheidet sich durch die kräftige Streifung auch von dieser amerikanischen Art.

D'Orbigny (Cuba Moll., 1853, II, pag. 216, Taf. XXV, Fig. 20—22) bildet eine Form von ähnlicher Größe von Kuba ab, welche ähnlich so kräftig gerippt ist, auf dem vorderen Teil der Schale jedoch radiale Rippung zeigt, wovon an meinem Stücke nicht die leiseste Andeutung zu erkennen ist.

Deshayes (Anim. sans vert., 1860, I, Taf. V, Fig. 11—15) bildet einen *Pholas elegans* aus den Sables moyens ab, der in der Verzierung eine gewisse Ähnlichkeit besitzt, doch ist die mittlere Furche sehr eng.

Das mir vorliegende Stückchen ist 12 *mm* breit.

Teredo spec. ind.

Das Treibholzstückchen, auf welchem der Pholadenabdruck sitzt, wird auch von einigen *Teredo*-Gängen durchzogen, und zwar von einer dünne Röhren bildenden, nicht näher zu bestimmenden Form.

Der Röhrendurchmesser beträgt nur 1·4 *mm*.

Bryozoen

scheinen sehr selten zu sein. Ich fand nur zwei sichere Stückchen, die vielleicht eine genauere Untersuchung verdienen würden.

Eschara sp.

Taf. XXVIII (IV), Fig. 20.

Ein wie plattgedrückt erscheinendes Stämmchen von 3·7 *mm* Breite und 10·3 *mm* Länge, auf beiden Seiten mit Zellreihen besetzt, so zwar, daß etwa 12—13 Zellreihen der Länge nach nebeneinander stehen. Durch die Quincunxstellung entstehen schräge Reihen. Die

Oberfläche ist flach ohne merkliche Vorragungen. Die Zellmündungen sind rund oder etwas oval und sind von einem engen glatten Saum umgeben, der äußerlich von Punktreihen umgeben ist, so zwar, daß oberhalb jeder Mündung nebeneinander zwei solche Punktreihen zu der darüberstehenden Mündung ziehen und diese im unteren Teile umgeben. Es erinnert dies an die von Reuss (Foss. Polyparien des Wiener Beckens, Denkschr. d. Wiener Akad. II, 1848, Taf. VIII, Fig. 25) bei der *Eschara punctata Phil.* gezeichnete, im Leithakalk häufige Art, die von Philippi von Dieckholz aus Norddeutschland beschrieben wurde. An mehreren Stellen ist die ganze Zelldecke weggebrochen, wodurch ovale Gruben entstanden.

Cellepora (?) spec.

Ein Stückchen, das aus einem zylindrischen, nach oben sich erweiternden Stämmchen besteht. Unten 3 *mm* im Durchmesser, oben 8 *mm* breit und unregelmäßig lappig, 14·8 *mm* lang. Die kleinen und kurzen Zellen in Längsreihen, deren oben etwa 26 nebeneinander verlaufen. Hie und da Einschiebungen von Zellreihen, wodurch es aussieht, als ob eine Dichotomie eintreten würde, etwa so, wie es Reuss (l. c. Taf. IX, Fig. 19) bei *Cellepora tetragona* zeichnet oder von Ulrich und Basler (Maryland Miocene, Taf. CXVIII, Fig. 5) bei *Schizoporella subquadrata* gezeichnet wird. Die Zelloberfläche erscheint (bei stärkerer etwa 30 maliger Vergrößerung) wie punktiert. Die Mündung nicht sehr groß, umsäumt daneben hie und da ein fast halbkugeliges kleines Wärzchen. Die Nebenporen sind zuweilen fast ebenso groß wie die Mündung, so daß die Zelle zweimündig zu sein scheint.

Serpula sp. ind.

Von Serpulen liegen mehrere Stücke vor, und zwar sowohl Spuren gewundener Formen in der Ausfüllungsmasse einiger *Pecten*-Schalen, als auch ein paar dürftige lose Stückchen.

Cidaris spec.

(Verwandt mit *Cidaris Thouarsi Val.* und *tribuloides Lam.*)

In dem dunkelfarbigen groben Sand mit einzelnen Rollsteinchen fand ich zwei zusammenhängende Tafeln von *Cidaris*, welche ich dank der liebenswürdigen Förderung durch Prof. Dr. E. v. Marenzeller mit *Dorocidaris papillata Leske* und *Cidaris tribuloides Lam.* aus dem Atlantischen Ozean und mit *Cidaris Thouarsi Val.* von den Galapagos-Inseln vergleichen konnte. Die an zweiter und dritter Stelle genannten Arten scheinen mir große Ähnlichkeit zu besitzen in bezug auf die Form der Asseln und ihre in die Quere verlängerte Umrandung. Auch die Form der Ambulacralporen ist ganz ähnlich, nur sind die Pusteln am Rande gegen die Ambulacralporen im Verhältnis nicht so groß wie jene bei *C. tribuloides Lam.* Auch das Bruchstück von *Cidaris Adamsi*, welches Wright aus dem oberen miocänen Kalk

von Malta beschrieb, gehört zu den verwandten Formen. Das von Malta abgebildete Bruchstück (Quart. Journ., 1864, Taf. XXI, Fig. 5) stammt von einem viel größeren Individuum her: die kleinsten der Asseln haben eine Breite von 14 *mm*, während jene meines Stückes ca. 12 *mm* messen, bei einer Höhe von 6·5 *mm*.

Foraminiferen.

Meine Suche nach Foraminiferen war lange Zeit eine ganz vergebliche. Endlich fand ich in dem gröberen dunkelfarbigen Material in dem sich auch die Otolithen fanden, ein zweifelloses Exemplar von *Orbulina*, welches wohl als *Orbulina universa d'Orb.* gedeutet werden darf. Diese so weit verbreitete Art wird von d'Orbigny (Ramon de la Sagra: L'île de Cuba; d'Orbigny Foraminifères, 1839, pag. 4, Taf. I, Fig. 1) aus den Sanden von Kuba und von anderen westindischen Inseln angegeben.

Herr Dr. R. J. Schubert teilte mir mit, daß er bei Gelegenheit der Suche nach Otolithen einige Exemplare von

Amphistegina Cessonii d'Orb.

gefunden habe, einer Art, die rezent gewöhnlich weniger als 30 Faden Tiefe bevorzugt, doch auch bis in 1700 Faden gefunden wurde. — Aus dem massenhaften Vorkommen dieser Art im Miocän von Virginia (Petersburg) hat A. Woodward auf ein seichtes und warmes Meer geschlossen (Journ. New York microsc. Soc. 1887, 16).

Um eine Vorstellung von der Häufigkeit der Fossilien zu geben, sei angeführt, daß auf einem größeren Stücke (190 *mm* breit und lang) auf einer Seite sich finden:

Terebra gatunensis n. sp. 2 Stücke,
Turritella Conradi n. sp. 17 Stücke,
Turritella Gabbi n. sp. 2 Stücke,
Oliva gatunensis n. sp. 5 Stücke,
Cancellaria dariena 2 Stücke,
Fusus sp. 1 Stück,
Venus (Chione) ulocyma Dall 13 Stücke,
Pecten (Amusium) cf. Mortoni 1 Stück,
Ostrea 1 Stück,
Arca 1 Stück,
Solecurtus gatunensis n. sp. 1 Stück,

nebst mehreren anderen unbestimmbaren Resten.

Auf einem noch etwas feinersandig glaukonitischen Stück (165/120 *mm*) liegen:

Cardium gatunense n. sp. 5 Stücke,
Cardium sp. (n. sp.?) 1 Stück,
Laevicardium Dalli n. sp. 2 Stücke,

Arca cf. diluvii Lmk. 1 Stück,
Oliva sp. ind. 1 Stück,
Strombus sp. ind. 1 Stück,
Venus (Chione) ulocyma 1 Stück,
Callocardia gatunensis Dall 3 Stücke,

außerdem einige ganz kleine Veneriden und anderes.

Überblickt man die nachstehenden Tabellen, so ergibt sich, wenn wir von den Fischresten (1—6) und von den wenigen, nicht genügend vertretenen Formen (etwa 7) absehen, daß von den übrig bleibenden 68 Arten nicht weniger als 47 mit lebenden Arten in näherer Verwandtschaft stehen, 51 mit solchen des europäischen, beziehungsweise 32 des amerikanischen Miocän, 17 und 12 aber mit pliocänen Arten, während 6 und 5 mit einiger Berechtigung mit Arten des europäischen und amerikanischen älteren Tertiär in Vergleich gebracht werden konnten. Bei 7 und 12 solchen Formen mußte die Verwandtschaft als fraglich bezeichnet werden.

Clementia dariena Conrad wäre nach Dall als eine besonders charakteristische Art des amerikanischen „Oligocän" zu bezeichnen, wobei nur auffällt, daß diese Art mit der lebenden *Clementia Cumingii Desh.* aus dem Roten Meer verglichen und als derselben nahe verwandt bezeichnet werden konnte. Sollten die von Guppy zuerst (1866 und 1876) als miocän bezeichneten Ablagerungen von Jamaika und Haiti in der Tat, nach einer späteren Abhandlung (1896), als oligocän aufzufassen sein, was, wie ich glaube, noch nicht zweifellos feststeht, so würden zu *Clementia dariena Conrad* vielleicht noch zuzugesellen sein:

Solarium quadriseriatum Moore, verglichen mit *Solarium gatunense n. sp.*
Turritella tornata Guppy, verglichen mit *Turritella Gabbi n. sp.*
Natica sulcata Guppy, verglichen mit *Natica Guppyana n. sp.*
Conus demiurgus Dall, verglichen mit *Conus spec.*
Pecten inaequalis Sow., verglichen mit *Pecten levicostatus n. sp.*,

so daß die Zahl der nahestehenden amerikanischen „Oligocän"arten sich auf 6 erheben würde.

Dieses Ergebnis dürfte sonach für meine schon im Titel ausgedrückte Annahme sprechen: die mir vorliegende Fauna von Gatun sei jüngeren Alters als oligocän (in der europäischen Fassung). Die große Zahl nahe verwandter rezenter Formen, darunter auch solche, welche in Gatun häufig zu sein scheinen, zum Beispiel *Turritella Conradi n. sp.*, *Lucina (Loripes) gatunensis* und andere, würden jedenfalls für die Annahme sprechen, daß die Fauna von Gatun sogar einem jüngeren, vielleicht obermiocänen oder selbst pliocänen Horizont angehören könnte. Es kann mir nicht einfallen, diese Annahme, der großen Autorität W. H. Dalls gegenüber, als eine sichergestellte Tatsache auszusprechen. Die Entscheidung darüber wird von anderer berufener Seite zu erfolgen haben. Als meine Pflicht betrachte ich es aber, das Ergebnis meiner vergleichenden

Übersicht über die Fauna von Gatun.

Zu pag. 737.

Nummer	Name	Abbildung	Dunkles Gestein	Helle glaukonitische Sandsteine	Häufigkeit	Lebende Verwandte	Verwandtschaft: Amerikanische Alttertiär	Amerikanische Miocän	Amerikanische Pliocän	Europäische Alttertiär	Europäische Miocän	Europäische Pliocän	Nummer
1	Schlundknochen eines *Scariden* *Scaroides gatunenses n. gen. et sp.*	Textillustration 3	+	—	—	+	—	—	—	—	+	—	1
2	*Otolithus (Eques) gatunensis n. sp.*	" 4	+	—	—	+	—	—	—	—	—	—	2
3	" *(Xenodermidthys?) catulus Schub.*	" 5	+	—	nicht selten	?	—	—	—	+	+	+	3
4	*Otolithus (Gobius) vicinalis Kok.*	" 6	+	—	häufig	+	—	—	—	+	+	+	4
5	" *(Gobius) gatunensis n. sp.*	" 7	—	—	—	+	—	—	—	—	+	—	5
6	" *(Macrurus) gatunensis n. sp.*	" 8	—	—	—	+	—	—	—	—	+	—	6
7	*Capulus (?) gatunensis n. sp.*	Taf. XXV (I), Fig. 1 u. 2	—	+	—	Westindien, Atlantisch	—	+	—	+	—	—	7
8	*Solarium gatunense n. sp.*	Taf. XXV (I), Fig. 3	—	+	nicht selten	Westindien	+	+	—	—	+	—	8
9	*Turritella Conradi n. sp.*	Taf. XXV (I), Fig. 4	+	+	sehr häufig	+	+	+	—	—	+	—	9
10	" *Gabbi n. sp.*	Taf. XXV (I), Fig. 5	+	+	sehr häufig	Großer Ozean	+	+	+	?	—	—	10
11	*Natica Guppyana n. sp.*	Taf. XXV (I), Fig. 6	—	+	—	Atlantischer Ozean	—	+	—	—	+	—	11
12	" *sp. ind.*	—	—	+	—	—	—	—	—	—	+	—	12
13	*Sigaretus gatunensis n. sp.*	Taf. XXVIII (IV), Fig. 3	+	—	—	Westindien	—	—	—	—	—	—	13
14	*Strombus gatunensis n. sp.*	Taf. XXV (I), Fig. 7	—	+	—	+		—	—	—	+	—	14
15	" *spec.* (vielleicht *Strombus gatunensis var.*)	Taf. XXV (I), Fig. 8	—	+	—	+	—	—	—	—	+	—	15

16	*Strombus spec. ind.*	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	16
17	*Dolium (Endolium) spec. ind.*	—	—	+	—	Westindien	—	—	—	—	+	—	17
18	*Pyrula (Ficula) sp.*	—	—	+	—	+	—	—	—	—	+	—	18
19	*Leucozonia (Lagena) spec.*	Taf. XXV (I), Fig. 9	+	—	—	Indischer Ozean	—	—	—	—	+	—	19
20	*Triton spec. (n. sp.?)*	Taf. XXVIII (IV), Fig. 5	—	+	—	„	—	—	—	—	+	—	20
21	*Distorsio (Persona) gatunensis n. sp.*	Taf. XXV (I), Fig. 10	—	+	—	+	—	+	—	?	+	—	21
22	*Phos gatunense n. sp.*	Taf. XXV (I), Fig. 11 u. Taf. XXVIII (IV), Fig, 6	—	+	—	Pazifischer Ozean	—	+	—	—	+	—	22
23	*Fusus (Latirus) spec.*	—	—	+	—	—	—	—	—	—	+	—	23
24	*Oliva gatunensis n. sp.*	Taf. XXV (I), Fig. 12	+	+	sehr häufig	Pazifisch, Atlantisch	+	+	—	?	+	—	24
25	*Cancellaria dariena n. sp.*	Taf. XXV (I), Fig. 13 u. Taf. XXVIII (IV), Fig. 2	—	+	—	Westindien	—	—	+	—	—	—	25
26	„ „ *var.*	Taf. XXVIII (IV), Fig. 1	—	+	—	+	—	—	+	—	—	—	26
27	*Terebra (Oxymeria) gatunensis n. sp.*	Taf. XXV (I), Fig. 14	—	+	—	Atlantisch, Westindien	—	+	—	—	+	—	27
28	*Terebra Wolfgangi n. sp.*	Taf. XXVIII (IV), Fig. 7	+	+	—	Atlantisch, Pazifisch	—	—	—	—	+	+	28
29	„ *spec. ind.*	Taf. XXV (I), Fig. 15	—	+	—	—	—	—	—	—	+	—	29
30	*Pleurotoma (Drillia) gatunensis n. sp.*	Taf. XXV (I), Fig. 16	—	+	—	Westindien	—	+	—	—	+	—	30
31	*Pleurotoma (Genota) Gertrudis n. sp.*	Taf. XXV (I), Fig. 17 u. Textillustration 9	—	+	—	—	—	+	—	—	+	—	31
32	*Mitra (?) sp. (n. sp.?)*	—	—	+	—	—	—	—	—	—	+	—	32
33	*Bulla (Volvula) cf. oxytata Bush.*	Taf. XXVIII (IV), Fig. 4	—	+	—	Westindien	—	+	—	—	—	—	33
34	*Conus spec.*	Taf. XXV (I), Fig. 18	—	+	—	—	?	—	—	?	+	—	34

Nummer	Name	Abbildung	Dunkles Gestein	Helle glaukonitische Sandsteine	Häufigkeit	Lebende Verwandte	Verwandtschaft: Amerikanische Alttertiär	Amerikanische Miocän	Amerikanische Pliocän	Europäische Alttertiär	Europäische Miocän	Europäische Pliocän	Nummer
35	*Conus spec.*	-	—	+	—	—	—	—	—	—	+	—	35
36	*Ostrea aff. vespertina Conr.*	Taf. XXVI (II), Fig. 1 u. Taf. XXVIII (IV), Fig. 14	+	—	nicht selten	Indischer Ozean	—	+	—	—	+	—	36
37	„ *sp. ind.*	—	+	—	„	—	—	—	—	—	—	—	37
38	*Anomia sp. ind.*	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	38
39	*Plicatula (?) sp. ind.*	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	39
40	*Pecten (Flabellipecten) gatunensis n. sp.*	Taf. XXVI (II) Fig. 2	—	+	—	—	—	—	+	—	+	+	40
41	*Pecten (Aequipecten?) operculariformis n. f.*	Taf. XXVI (II) Fig. 3	—	+	nicht selten	+	—	—	+	—	+	—	41
42	*Pecten levicostatus n. sp.*	Taf. XXVI (II), Fig. 4—6	—	+	—	—	?	+	+	—	—	—	42
43	„ *spec. (aff. Pecten gracilis J. Sow.)*	Taf. XXVI (II), Fig. 7	—	+	—	—	—	—	—	—	—	+	43
44	*Pecten (Amusium) cf. Mortoni Rav.*	Taf. XXVI (II), Fig. 8, 9	+	+	nicht selten	Pazifisch, Westindien	—	+	+	—	+	+	44
45	„ *(Amusium) gatunensis n. f.*	Taf. XXVI (II), Fig. 10 u. Taf. XXVI (III), Fig. 11	+	—	sehr häufig	„	—	?	?	—	?	?	45
46	*Arca cf. consobrina Moore (= Scapharca halidonata Dall)*	Taf. XXVII (III), Fig. 1	—	+	—	Westindien	?	+	—	—	—	—	46

47	*Arca (Anadara) cf. diluvii Lmk.*	—	—	+	nicht selten	—	—	—	—	—	+	+	47
48	*Pectunculus sp. ind (n. sp.?)* .	Taf. XXVIII (IV), Fig. 13	+	—	—	—	—	+	—	—	—	—	48
49	*Leda sp. (n. sp.?)*	Taf. XXVII (III), Fig. 2	+	—	—	Westindien	—	—	—	—	+	—	49
50	*Diplodonta spec. (n. sp.?)* . . .	Taf. XXVIII (IV), Fig. 19	+	—	—	—	—	+	—	—	—	—	50
51	*Lucina sp. (aff. Lucina Bellardiano May.)*	Taf. XXV (I), Fig. 19	—	+	—	—	—	+	—	—	+	+	51
52	*Lucina (Loripes) gatunensis n. sp.*	Taf. XXVII (III), Fig. 3	—	+	nicht selten	Westindien	?	—	—	—	+	—	52
53	*Cardium (Trachycardium) gatunense n. sp.*	Taf. XXVII (III), Fig. 4 u. Taf. XXVIII (IV), Fig. 18	—	+	sehr häufig	West- und Ostindien	?	—	—	?	+	+	53
54	*Cardium spec. (n. sp.?)*	Taf. XXVII (III), Fig. 5 u. Taf. XXVIII (IV), Fig. 15	+	+	häufig	—	?	+	—	—	—	—	54
55	„ *(Laevicardium) Dalli n. sp.*	Taf. XXVII (III), Fig. 6	—	+	nicht selten	Atlant. Ozean, Westind.	—	+	+	+	+	+	55
56	*Isocardia (?) sp.* (vielleicht *Isoc. cor juv.*)	Taf. XXVII (III), Fig. 7	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	56
57	*Callocardia (?) sp.*	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	57
58	*Callocardia (?) gatunensis Dall* .	Taf. XXV (I), Fig. 23	—	+	häufig	—	?	+	—	—	—	—	58
59	*Venus (Chione?) spec. (n. sp.?)* .	—	—	+	nicht selten	—	—	—	—	—	+	—	59
60	„ *(Chione, Lirophora) ulocyma Dall.*	Taf. XXV (I), Fig. 20—22	+	+	sehr häufig	Westpazifischer Ozean	?	+	—	—	—	—	60
61	*Clementia dariena Conr.*	Taf. XXVII (III), Fig. 9 u. 10	—	+	häufig	Ind. Ozean, Rotes Meer	?	+	—	—	+	—	61
62	*Callista (Dione) spec.*	Taf. XXVIII (IV), Fig. 9 (Oben)	—	+	—	—	—	—	—	—	+	—	62

Nummer	Name	Abbildung	Dunkles Gestein	Helle glaukonitische Sandsteine	Häufigkeit	Lebende Verwandte	Verwandtschaft Amerikanische Alttertiär	Amerikanische Miocän	Amerikanische Pliocän	Europäische Alttertiär	Europäische Miocän	Europäische Pliocän	Nummer
63	*Pitaria (Hyphantosoma Dall) sp. (n. sp.?)*	Taf. XXVIII (IV), Fig. 16	—	+	—	—	?	?	?	—	—	—	63
64	*Dosinia (Artemis) cf. acetabulum Conr.*	Taf. XXVII (III), Fig. 8, 8*a*	—	+	—	—	+	+	+	+	+	+	64
65	*Tellina Rowlandi n. sp.*	Taf. XXVIII (IV), Fig. 11	—	+	häufig	Atlantischer Ozean	?	+	+	—	+	+	65
66	„ *spec.* (mehrere Formen)	—	—	+	„	—	—	—	—	—	—	—	66
67	„ *(Macoma) gatunensis n. sp.*	Taf. XXVIII (IV), Fig. 10 und Textillustration 10	+	+	sehr häufig	Ind. u. Atl. Ozean, Mittel-Meer	—	+	—	—	+	—	67
68	*Semele Sayi n. sp.*	Taf. XXVIII (IV), Fig. 17	—	+	—	Westatlant. Ozean	+	+	+	—	—	—	68
69	*Solecurtus (Macha) strigillatus L.*	Taf. XXVII (III), Fig. 11	—	+	—	Atl. u. Ind. Ozean, Mittel-Meer	—	—	+	—	—	+	69
70	„ *gatunensis n. sp.*	Taf. XXVIII (IV), Fig. 12	—	+	—	Pazif., Mex. Meerbusen	—	—	—	—	—	+	70
71	*Solen cf. vagina L.*	—	—	+	häufig	Pazif., Mittel-Meer	—	—	—	?	+	+	71
72	*Thracia (?) sp. (n. sp.?)*	Taf. XXVIII (IV), Fig. 8	+	—	—	—	—	+	—	—	+	—	72
73	*Corbula gatunensis n. sp.*	Taf. XXVII (III), Fig. 12	—	+	—	Pazifisch	?	—	—	—	+	—	73
74	*Martesia spec. (n. sp.?)*	—	—	+	—	—	—	+	—	?	+	—	74
75	*Teredo sp. ind.*	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	75

76	Zwei Bryozoen { (*Eschara sp.*)	{ Taf. XXVIII (IV), Fig. 20 }	—	+	—	—	—	—	—	—	+	—	76
77	Zwei Bryozoen { (*Cellepora sp.*)	—	—	+	—	—	—	+	—	—	—	—	77
78	*Serpula sp. ind.*	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	78
79	*Cidaris spec.*	—	+	—	—	Pazifisch, Atlantisch	—	—	—	—	+	—	79
80	*Orbulina universa d'Orb.* . . .	—	+	—	—	Atlantischer Ozean	—	—	—	—	+	+	80
81	*Amphistegina Cessonii d'Orb.* .	—	+	—	—	Atl. Oz., 30 Faden Tiefe	—	+	—	—	+	+	81
			27	61		47	6	32	12	5	51	17	
			davon 9 in beiden Gesteinen				12?	2?	3?	7?	1?	1?	

Zu den im Vorstehenden besprochenen kommen noch folgende Arten aus der Münchener Sammlung hinzu:

Carcharodon megalodon Ag.
Pyrula (*Ficula*) *spec.* (vielleicht *n. sp. aff.* *Pyrula condita Brongn.*)
Conus (*Dendroconus*) *spec.*
" (*Lithoconus*) *spec. ind.*
Pecten sp. (vielleicht *n. sp.*)
" *flabelliformis Defr.*
Thracia gatunensis n. sp.

wodurch sich die Zahl der Formen dieser Fauna auf mindestens 88 erhöht.

Studie und meine daraus gezogene Annahme zu veröffentlichen, da es sich dabei um so wichtige Folgerungen handelt, daß deren objektive eingehende Erwägung von allen Seiten mir geboten erscheint.

Die häufig vorkommenden Mollusken sind:

Turritella Conradi n. sp.
„ *Gabbi n. sp.*
Oliva gatunensis n. sp.
Pecten (Amusium) cf. Mortoni Rav. und *gatunensis n. sp.*
Cardium gatunensis n. sp. und *Cardium sp.*
Callocardia gatunense Dall
Venus (Chione) ulocyma Dall
Clementia dariena Conr.
Tellina Rowlandi n. sp. und *Tellina n. sp.*
Macoma (Tellina) gatunensis n. sp.
Solen cf. vagina L.

Von diesen 13 oder 14 Arten glaubte ich nicht weniger als sieben als neue Formen aufstellen zu sollen. Sieben von den 13 Arten sind mit lebenden Arten in näheren Vergleich zu bringen.

Von den als nicht selten zu bezeichnenden Arten:

Solarium gatunense n. sp.
Ostrea cf. vespertina Conr.
Pecten operculariformis n. sp.
Amusium cf. Mortoni Rav.
Lucina (Loripes) gatunensis n. sp.
Cardium (Laevicardium) Dalli n. sp.
Callocardia cf. gatunensis Dall

gilt mit Ausnahme von *Callocardia cf. gatunensis Dall* dasselbe.

Daß ich an ein jungmiocänes oder noch etwas geringeres Alter schließen zu sollen glaubte, wird, wie gesagt, vornehmlich durch den Umstand begründet, daß in meiner Gatuner Fauna so viele Formen vorkommen, die sich nicht nur mit rezenten Arten vergleichen ließen, sondern daß darunter solche sich befinden, welche damit eine ebenso große oder selbst größere Ähnlichkeit besitzen als mit altmiocänen oder jungoligocänen. Nicht das vereinzelte Auftreten an ältere Formen erinnernder Typen scheint mir dabei das Entscheidende zu sein, es können dies ja langlebige Formen sein, die in die jüngeren Ablagerungen hinüberreichen, sondern gerade die Tatsache, daß lebenden mindestens sehr angenäherte Arten in größerer Anzahl auftreten, dürfte für die Altersbestimmung leitend werden. Für mich ist dabei der Umstand, daß solche lebende nahe Verwandte heute weitab, einerseits in chinesischen oder japanischen Gewässern, anderseits im östlichen Teil des südlichen Atlantischen Ozeans auftreten, kein allzu überraschender. Die indischen, mediterranen und atlantischen Arten der Faunen des Wiener Beckens oder die borealen Erscheinungen im östlichen Mittelmeerbecken bieten ja keine geringeren Schwierig-

keiten und werden doch als Tatsachen, mit denen man sich abfinden muß, behandelt. Das wird man gegebenenfalls auch bei den betreffenden Arten der Gatuner Fauna tun müssen.

Angenommen, meine Auffassung des geologischen Alters der marinen Fauna von Gatun wäre berechtigt, sie sei in der Tat jungmiocän oder noch jünger, also viel jünger als es H. W. Dall angenommen hat, so würde Dalls Annahme, die die beiden Ozeane trennende Barre sei schon im Oligocän oder noch etwas früher gebildet worden, entsprechend geändert werden müssen. Die von W. D. Matthew (Hypothetical autlines of the Continents, Bull. Am. Mus. Nat. Hist. XXII, 1906, pag. 353—383) angenommene hypothetische Verbindung des Atlantik mit dem Pazifik während des Miocän würde dadurch eine nicht unwesentliche Unterstützung finden, eine Annahme, welche auch A. de Lapparent in seinem großen Lehrbuche (1906) in nur etwas erweitertem Maße aufgestellt hat. Nach seiner Darstellung würde sich im Miocän eine mit der Felsengebirgsregion zusammenhängende große Halbinsel über Mittelamerika und über die Antillen erstreckt haben. Südlich davon zeichnet er eine breite Meeresstraße, welche Teile von W-Kolumbien, Darien, Panama, Costarica und den Süden von Nicaragua bedeckt haben müßte. Matthew nimmt an, die Trennung der beiden Ozeane habe sich vor Beginn des Pliocän vollzogen. Auch E. Koken hat (schon 1893) die Meinung vertreten, der Isthmus sei jüngeren Alters als Mittelmiocän; freilich hat er die Verbindung der beiden Meere sich weiter im Norden gedacht. (Man vergl. die vergleichende Kartenskizze Taf. XI in meinem Vortrag über „Das Wandern und Schwanken der Meere“, Ver. zur Verbr. naturw. Kenntn., XLVIII, 1908.) Wenn sich unter den mir vorliegenden Faunenelementen von Gatun nur ein sicheres Leitfossil des Alttertiär gefunden hätte, so würde mich dies abgehalten haben, meine kleine Studie zu veröffentlichen. Mir gelang es jedoch nicht und es drängte sich mir die Überzeugung auf, daß die Fauna von Gatun höchstens jungmiocän, ja möglicherweise selbst noch jünger, etwa altpliocänen Alters sein dürfte. Es wird sich dies hoffentlich bei Bearbeitung eines reichhaltigeren Materials mit noch größerer Sicherheit ergeben.

Auffallend für die mir vorliegende Fauna ist der Umstand, daß sich darunter Arten finden, die in recht verschiedenen Meerestiefen zu leben pflegen. Es ist dies auch Herrn Dr. Schubert bei der Bestimmung der Otolithen aufgefallen und hat ihn an Ablagerungen an einer Steilküste denken lassen. In dieser Beziehung ist das Auftreten der dünnschaligen glatten *Amusium*-Schalen vielleicht am interessantesten.

Derartige dünnschalige Klappen würden eine Zusammenschwemmung, etwa durch die Brandungswellen, nicht vertragen haben, oder doch nur ausnahmsweise erhalten geblieben sein, während sie in dem gröberkörnigen dunklen Material von Gatun mit vielen Rollsteinchen geradezu häufig auftreten. Das gröbere Korn dieser Gesteine scheint mir für eine landnahe (terrigene) Bildung zu sprechen. Die Rollsteine entstammen offenbar dem andesitischen Material der mittelamerikanischen Region. (Man vergl. Dr. Sanders Angaben über die Natur

dieser Rollsteinchen im Anhange.) Das feinsandige Gestein mit vielen winzigen glaukonitischen Körnchen könnte etwa an die Grünschlamm-sedimente in den Seichtwasserregionen der heutigen Festland-umsäumungen erinnern.

Nach den von K. A. Zittel nach Fischers Manual de Conchyliologie (1897) angenommenen bathymetrischen Zonen finden sich von den in meiner Gatun-Fauna vorkommenden Gattungen in der Litoralzone (zwischen $^1/_2$ und 12 *m*) von den als charakteristisch bezeichneten Gattungen sieben,

in der Laminarienzone (bis 28 *m*) zehn,

in der Nulliporen- oder Corallinenregion (28—72 *m*) vierzehn,

in der Brachiopoden- oder Tiefseekorallenregion (72—500 *m*) elf,

in der abyssischen Zone aber sechs.

Von den Gattungen der abyssischen Zone, die sich bei Gatun finden, werden nur *Amusium* und *Diplodonta* in dieser allein genannt, die anderen vier kommen auch in geringerer Tiefe vor. *Amusium* wird aber im Golf von Mexiko auch aus 30—60 Faden Tiefe namhaft gemacht.

Unter den elf Gattungen der Brachiopoden- oder Tiefseekorallen-region findet sich keine, die nicht auch in geringerer Tiefe vorhanden wäre.

Wenn K. A. Zittel „nach P. Fischer" unter den abyssischen Gattungen auch *Turritella* anführt, so muß dies auf einen Druckfehler zurückzuführen sein, denn P. Fischer führt *Turritella communis* in seinen Verzeichnissen nur aus einer Tiefe von 60—65 *m* (pag. 185, von Marseille) und von 127 *m* (vom Kap Breton) an.

Auf diese Weise würde man zu der Annahme geführt, daß man es bei Gatun mit Ablagerungen aus mäßigen Tiefen zu tun habe, Tiefen, die kaum über 150 *m* erreicht haben dürften. Nach Fischers Tabellen müßte man wohl auf die 72—500 *m*-Region schließen. Gewisse Gattungen, wie *Conus*, *Pholas*, *Solen* und *Ostrea*, würden wohl für noch viel geringere Tiefen sprechen, es sind ja, mit Ausnahme des *Conus*, ausgesprochene Seichtwasserformen.

Ich komme sonach, ähnlich so wie Dr. Schubert für die Otolithen, zu der Tatsache, daß in der Gatun-Fauna Formen der seichteren und solche der tieferen See vorliegen. Die ersteren sind in meinem Material gewiß die vorherrschenden. Aus den Gesteinscharakteren muß ich auf dem Festlande nahe Ablagerungen schließen.

Die hellen, feinkörnig-glaukonitisch-sandigen Ablagerungen, teils ganz mürbe, im Wasser erweichend, teils fester gebunden, haben mich an Ablagerungen analog den terrigenen Grünschlammbildungen der heutigen Meere denken lassen. Die dunklen gröberkörnigen Sedimente mit vielen Rollsteinchen vulkanischer Natur lassen gleichfalls auf die Nähe des Festlandes schließen und auf Ablagerungen eines der Abrollung durch die Brandungswellen ausgesetzten Materials, trotz der gerade in diesen Gesteinen so häufigen Formen tieferer See: Turritellen und *Amusium*-Schalen, durch welche die sichere Deutung etwas erschwert wird.

S. P. Woodward gab übrigens in seinem Manual of the Mollusca (1871) für *Turritella* (pag. 248) das Vorkommen von der Laminarienzone bis zu 100 Faden oder etwa 200 *m* an. Für *Amusium* ist das Vorkommen im Golf von Mexiko in 30—60 Faden Tiefe schon erwähnt worden, wodurch die anscheinende Schwierigkeit der Deutung beseitigt erscheinen könnte.

Die ausgesprochene Abrollung der Gesteinseinschlüsse ist überaus bezeichnend. Man könnte dabei wohl an eine nicht sehr breite Seichtwasserzone denken, aus welcher das abgerollte Material in die tiefere, etwa an Steilabstürzen angrenzende Region hinab gelangen konnte.

Bedenkt man nun, daß der höchste Punkt der Kanalzone nur wenig über 100 *m* Meereshöhe besitzt, so würde eine Tiefe der Ablagerungen von ausgesprochenem Seichtwassercharakter eine Überflutung der ganzen Kanalzone mit Tiefen bis gegen 50 *m*, und sonach eine Verbindung der beiden Ozeanregionen: Pazifik und Atlantik, zur Folge gehabt haben, was der Lapparentschen Vorstellung entspräche. Sollte sich herausstellen, daß die Fauna als pliocän zu betrachten sei, so würde W. D. Matthews Annahme, die Verbindung über den Isthmus habe im Pliocän bestanden, um ein entsprechendes Zeitmaß zu ändern sein. Die Rollsteine und -steinchen mögen dabei aus den weiter nördlich oder auch südlich anzunehmenden Ausläufern der beiden Kontinentalmassen herstammen.

Auch das Maß der darauffolgenden Hebung würde sich annähernd bestimmen lassen; sie würde sich, die Tiefe der Darien-Meeresstraße mit höchstens 150 *m* angenommen, mit etwa 250 *m* ergeben, um die Emporrückung bis zur heutigen Wasserscheidehöhe zu erklären, beziehungsweise um so viel größer, als man für den Abtrag der dabei entstandenen Barre annehmen wollte, und um so viel geringer, als die Tiefe mit 150 *m* des Meeres vor der Emporrückuug etwa zu groß angenommen wäre.

Angaben über die Gerölle aus dem dunklen gröberkörnigen Gestein.

Von **Dr. Bruno Sander.**

Zur Untersuchung lagen runde Gerölle von wenigen Zentimetern Durchmesser vor. Der äußere Augenschein zeigt zersetzte Eruptivgesteine von durchweg dunkler (rötlicher, braungrauer oder grünlicher) Färbung, manchmal mit helleren Einsprenglingen. Die fünf Gerölle, von welchen sich Schliffe anfertigen ließen, haben als gemeinsames Merkmal die Basizität der Feldspäte, welche nirgends saurer sind als Andesin; ferner eine zum Teil nicht mehr auflösbare, schwer oder gar nicht durchsichtige Grundmasse, in welcher außer den nie fehlenden, meist verzwillingten Plagioklasmikrolithen stets ein dunkelbraunes Glas in unregelmäßig umgrenzten Partien vorhanden ist. Nur in einem Fall zeigte die Grundmasse deutlich Tuffcharakter in der Scherbenform der erwähnten Glaspartien. Der Feldspat ist fast durchwegs auffallend frisch.

Untersucht wurden:

1. Ein dunkelrotes Gestein ohne Einsprenglinge mit wenige Milimeter großen Calcitmandeln. Die Auslöschung der Feldspatmikrolithen wies auf Bytownit. An einem etwas größeren Kristall wurde ⊥ zu *M* und *P* + 31° gemessen, was auf einen Labrador von 58% *An* weist.

Das braune Glas liegt häufig als Auskleidung an der Wand der von Calcit erfüllten Hohlräume; seltener in der Zwischenmasse in schlackig kavernösen Querschnitten, öfters zum Teil entglast. Die Hohlräume sind manchmal verzerrt und spitz ausgezogen, was auf die Bewegungen im fließenden Magma zurückzuführen ist.

2. Ein graugrünes Gestein mit helleren Einsprenglingen. Letztere sind schalig gebaute Labradore (⊥ zu *M* und *P* + 33°) mit manchmal scharf abgegrenzten, schon durch die Beckesche Linie festzustellenden basischeren Kernen. Die reichlich auftretenden Aggregate von Calcitkörnern füllen hier nicht glattwandige Hohlräume wie bei 1.

3. Ein dunkles grünliches feinkörniges Gestein ohne mit freiem Auge wahrnehmbare Einsprenglinge. Die Mikrolithen sind basischer Andesin, die hier gut von denselben trennbaren Plagioklaseinsprenglinge erster Generation Labrador. Ziemlich selten ist ein heller etwas pleochroitischer monokliner Augit in schlecht umgrenzten Einsprenglingen, meist rundlich mit opazitischen Ausscheidungen. Nephelin ist in kleinen Kriställchen von oft sehr scharfer Umgrenzung zu beobachten, welche er dem Augit gegenüber bewahrt. Olivin wurde in einem unregelmäßigen Korn beobachtet.

4. Ein dunkler grünlicher Typus mit mehrere Millimeter großen Plagioklaseinsprenglingen. Die Feldspäte sind dieselben wie bei 3. Die Kerne führen oft sehr zahlreiche unregelmäßige braune Glaseinschlüsse, ja sind ganz davon erfüllt, und eine vollständig einschlußfreie Schale setzt scharf ab. In einem Fall war der Kern durch ein Calcit-Aggregat ersetzt. Bemerkenswert ist eine in der Grundmasse mehrfach angedeutete Sphärolithstruktur. In die calcitische Ausfüllung der Hohlräume sind vom Rande aus Drusen sehr kleiner tetragonaler Prehnit (?) Säulchen eingewachsen.

Das 5. Gestein ist bemerkenswert durch seinen Glasreichtum, durch die oben erwähnten Tuffcharaktere und die Seltenheit der Lamellierung an den Plagioklasen.

Mineralbestand und Struktur dieser Gerölle weisen also auf Laven (beziehungsweise Tuffe) der Andesit- und Porphyritfamilie Rosenbusch's. Das unter 3. erwähnte Gestein ist zur Basalt- und Melaphyrfamilie zu stellen.

Unter den zahlreichen Vorkommen basischer Eruptiva, welche E. Howe[1]) vom Isthums von Panama erwähnt, erinnern die aus den Obispo Breccien sehr an die oben beschriebenen (cf. l. c. pag. 213); freilich auch — besonders an das basaltische Gestein — die „basischen Intrusiva der letzten Phase“, welche übrigens (cf. l. c. pag. 233) von den Komponenten der Obispo-Breccien nicht trennbar sind.

---

[1]) E. Howe, „The Geology of the Isthmus of Panama“. Americ. Journ. of Science, Vol XXVI, Nr. 153, pag. 212 ff.

Anhang.

Über eine alte (aus der Zeit Schafhäutls stammende) Sammlung von Gatun aus dem Geologisch-paläontologischen Staatsmuseum in München.

Die Bearbeitung meines Materials von Gatun war vollendet und der Redaktion des Jahrbuches (Bergrat Dr. Fr. Teller) übergeben, als ich aus München durch die Liebenswürdigkeit meines verehrten Freundes, des Herrn Dr. Max Schlosser, eine alte Panama-Aufsammlung erhielt, welche aus Prof. Dr. Schafhäutls Zeit stammt und neben mir schon bekannten Arten einige in meinem Material nicht vorhandene Formen in zum Teil recht guten Stücken enthält. Ich bin Herrn Dr. M. Schlosser für die Übersendung der kleinen Sammlung zu großem Dank verpflichtet.

Bei einem der Stücke lag ein alter Zettel mit Angaben über das Vorkommen, dessen Inhalt ich in getreuer Abschrift anführen will:

„Grobes Muschelkonglomerat von der Nordseite des Isthmus von Panama, nahe bei Gatun zutage stehend unter Lehmschichten. Es ist reich an Muschelversteinerungen, die aber meist fragmentarisch, zertrümmert, schlecht erhalten sind. Das Konglomerat ist wenig kompakt. Die Muscheln sind den noch jetzt im Meer lebenden Arten sehr ähnlich. Diese vielleicht in die Alluvialzeit hereinragende Formation ist nur 40 Fuß über dem Niveau des Atlantischen Ozeans anstehend."

Die zum Teile ganz vergilbten Zettel der Stücke tragen in der Mehrzahl der Fälle (13) die Bezeichnung „von Panama", fünf Stücke werden bezeichnet vom „Isthmus von Panama", acht „von Gatun auf dem Isthmus von Panama". Bei einem prächtigen

Carcharodon megalodon Ag.

(derselbe ist 98 *mm* hoch und an der Wurzel 79 *mm* breit) heißt es „zwischen Gatun und Limonbai, Isthmus von Panama". Eine Anzahl kleiner Korallenstöckchen, als „*Poecillopora ramosa Schafh.*" bestimmt, stammt von Manzanillo in der Limonbai. Drei Zettel lauten: „Monkey Hill, eine halbe Meile von der Limonbai am Atlantischen Ozean."

Ich bezweifle nicht, der Gesteinscharakter besagt es, daß alle Stücke aus der Nähe von Gatun, also von der atlantischen Seite des Isthmus stammen. Auch die Angaben „Panama" und „Isthmus von Panama" sind wohl nur Abkürzungen und wollen nicht besagen, daß etwa die Stücke von Panama an der pazifischen Seite des Isthmus stammen.

Nähere Angaben über den Sammler konnte mir Herr Dr. Max Schlosser leider nicht machen. —

Die meisten Stücke entstammen dem gröberkörnigen, dunkel gefärbten Gestein mit kleinen Rollsteinen. Aus dem helleren feinkörnig-glaukonitischen Sandstein (h. gl. S.) liegen nur wenige Stücke vor.

Auffallend durch ihr frisches Aussehen waren einige Korallen (2 Arten). Zwei Stücke sind als *Maeandrina labyrinthica Lam.* mit

der Angabe „von Panama“, sieben kleine Stückchen von Manzanillo in der Limonbai als *Poecillopora ramosa Schafh.* bezeichnet. Mein verehrter Kollege, Herr Prof. E. v. Marenzeller, hatte die große Freundlichkeit, mit mir die Bestimmung vorzunehmen. Es ergab sich, daß die erstgenannte Form mit voller Sicherheit übereinstimmt mit der westindischen lebenden

Maeandrina cerebrum (Ell. Sol.) Verill.

(Verill, Bermud. and West India Reef Corals, Transact. Conn. Acad. XI [1901—1903], pag. 73) = *Maeandrina labyrinthica Lam. (pars).* Die Kämme sind abgescheuert, die Übereinstimmung mit Verills Abbildungen ist eine vollkommene (Verill, l. c. Taf. X, Fig. 4; Taf. XII, Fig. 4; Taf. XIV, Fig. 4, 5). —

Die Korallenstöckchen (Bruchstücke) von Manzanillo stimmen bestens überein mit

Porites porites (Pallas) forma furcata Lam.

(T. V. Vaughan, The stony corals of the Porto rican Waters, Bull. U. St. Fish Comm. for 1900 [1901], II, pag. 316, Taf. XXX und Taf. XXXI, Fig. 1, von Ensenada Handa Culebra, und L. Agassiz, Rep. florida reefs 1880, Mem. Mus. comp. Zool. VII. 1, Taf. XII, Fig. 7 [1]).

Es besteht kein Zweifel, daß man es dabei mit rezenten Korallen zu tun hat.

Aber auch zwei ansehnliche Schneckenschalen entsprechen rezenten Formen.

Das eine Stück ist bezeichnet als „*Turbinella aculeata Grat.* von Panama“, das zweite als *Turbinella pugillaris Grat.*

Das erste Stück stimmt auf das beste überein mit dem westindischen

Strombus pugilis Lin.

Es ist ein ziemlich gut erhaltenes, nur oberflächlich etwas abgeriebenes Exemplar, welches am vorletzten Umgang besonders kräftige Dornen trägt. Der Erhaltungszustand ist ein ganz anderer als bei allen übrigen von Gatun vorliegenden Stücken. Der Vergleich mit zahlreichen Exemplaren aus Westindien gibt volle Sicherheit der Zugehörigkeit zu der genannten lebenden Art.

Das zweite Stück ist ansehnlich groß und stammt aus einem Kalksand, der viele kleine zerriebene Gastropoden umschließt, offenbar einem Zerreibsel auf sandigem Strand. Es stimmt vollkommen überein mit

---

[1]) Erwähnt sei, daß auf derselben Tafel, Fig. 3, ein kleiner Körper zur Abbildung gebracht ist, mit der Bezeichnung: „Parasitic Cirrhiped“, der uns lebhaft an einige problematische Stückchen erinnerte, die ich in meinem Material von Gatun aufgefunden habe.

Vasum muricatum Born sp.

aus dem Karaibischen Meer, einer Art, welche auch von Panama und Mazatlan am Großen Ozean lebend bekannt ist und früher auch als *Turbinella pugillaris Lam.* oder als *Voluta muricata* bezeichnet wurde.

Das Vorkommen dieser ansehnlichen schönen Schnecke an beiden Borden der Landenge ist gewiß auffallend und interessant.

Grateloup (Conch. Bass. de l'Adour, Taf. XXII, Fig. 3) gibt aus den für eocän erklärten Faluns blancs parisiens eine etwas gedrungenere Form mit hoher Spitze unter der Bezeichnung *Turbinella pugillaris* an, die der lebenden Art recht ähnlich ist. Das Münchener Stück besitzt fünf Spindelfalten, drei stärkere und zwei schwächere, die von Grateloup gezeichnete Form läßt am Bild nur drei Falten wahrnehmen. —

Alle übrigen Stücke der Münchener Sammlung sind sicher fossil. Besonders erwähnt seien feinkörnig-sandige Stücke mit der Bezeichnung „Pflanzenschicht vom Monkey Hill mit *Populus latior*".

Die Bruchstücke des mürben Gesteines sind in der Tat reich an Blattresten, die ich Herrn Dr. Fritz Kerner von Marilaun mit der Bitte um ein Urteil über die Einschlüsse übergab, da ich es nicht wagte, eine Bestimmung der schlecht erhaltenen Reste vorzunehmen.

Er schrieb mir darüber: „Die Blattreste sind zu wenig gut erhalten um sicher bestimmt werden zu können. Eine Wahrscheinlichkeitsdiagnose auf *Populus* läßt sich stellen. Die Identifizierung mit *Populus latior* erscheint mir nicht berechtigt. Eher käme die Gruppe von *Populus mutabilis Heer* zum Vergleiche in Betracht."

Von Gatun liegen mir aus der Münchener Sammlung vor [von Gatun (G.) stammen, wie gesagt, offenbar auch die mit der Bezeichnung „Panama" (P.) und „Isthmus von Panama" (I. v. P.) versehenen Stücke]:

Solarium plicatum Sow. (P.) = *Solarium gatunense Toula var.*
Turritella granulosa Desh. (P.) = *Turritella Gabbi Toula*
Turritella imbricataria Desh. (G.) = *Turritella Conradi Toula*
Dolium tornatum Schloth. sp. (I. v. P.) = *Dolium cf. dentaculatum (Desh.) Gratl.*
Pyrula condile ventricosa Grat. (P.) = *Pyrula (Ficula) sp.* (vielleicht *n. sp.*) *aff. condita Brongn.*
Oliva Branderi Sow., *Oliva Dufresnoi Grat.* (P.) = *Oliva gatunensis Toula*
Cancellaria elegans Desh. (P.) = *Cancellaria (?) sp. ind.*
Conus tesselatus Grat. (P.) = *Conus (Dendroconus) spec.* (h. gl. S.)
Conus Aldrovandi Broc. (P.) = *Conus (Lithoconus) spec.*
Ostrea aff. vespertina Conr. (G.)
Pecten Burdigalensis Lk. (I. v. P.) = *Pecten spec.*
Cardium, „soll *C. productum Sow.* sein?" (I. v. P.) = *Cardium (Trachycardium) gatunense Toula*
Cardium sp.
Cardium (Laevicardium) cf. Dalli Toula

Venus suborbicularis Gldf. (P.)
Venus turgidula Desh. (P., h. gl. S.) } *Callocardia gatunensis Dall*
Corbula gallica Desh. (G.) (?)
Venus (*Chione*, *Lirophora*) *ulocyma Dall* (h. gl. S.)
Cytherea erycinoides Desh. (I. v. P.) = *Clementia dariena Conr.*
Tellina tenuistriata Desh. (P.) = *Tellina* (*Macoma*) *cf. gatunensis Toula* (h. gl. S.)
Lutraria carinifera Sow. = *Thracia gatunensis n. sp.* (h. gl. S.).

Mit der Ortsangabe: zwischen Gatun und Limonbai, Isthmus von Panama:

Carcharodon megalodon Ag.

Mit der Ortsangabe: Monkey Hill bei der Limonbai am Atlantischen Ozean:

Turritella imbricataria Desh. = *Turr. Conradi Toula*
Oliva Dufresnoi Gratl. = *Oliva gatunensis Toula*
Pecten opercularis Lmk. = *Pecten sp.* (vielleicht neue Art), verwandt mit *Pecten Beudanti Bast.*
Pecten flabelliformis Desh.
Pecten corneus Sow. = *Pecten* (*Amusium*) *cf. Mortoni Ravenel.*
Cytherea erycinoides Desh. = *Clementia dariena Conr.*

Die kleine Sammlung enthält keine Art, welche der von mir zur Darstellung gebrachten Anschauung über das Alter der Fauna on Gatun zuwider wäre. Diese Fauna wird um eine *Pyrula*, zwei *Conus*-Arten, einige *Pectines* und eine *Thracia*, also um etwa 7 Arten vergrößert, von 81 auf 88 Arten.

Im nachstehenden einige vergleichende Bemerkungen über mehrere der Arten, wobei man das im Vorhergehenden gesagte vergleichen möge.

Solarium gatunense Toula var.

Ein hübsches, etwas höheres Stück, das ich neuerdings mit den von Gabb aus Florida abgebildeten Formen: *Solarium textilium Dall* (Taf. XXII, Fig. 1–3) und *Solarium bellastriatum Conr. var. vicksburgense Dall* (Taf. XXII, Fig. 4, 4*a*) verglichen habe, zwei Formen, die besonders auf der Unterseite größere Ähnlichkeit haben. Die Täfelung der Spiralleisten der Unterseite des Münchener Exemplars ist etwas kräftiger als jene meiner Stücke. — *Solarium plicatum Sow.* (Taf. DXXIV, Fig. 2) ist eine nahestehende Form aus dem Bartonton, der erste Kranz um den Nabel unterscheidet. Die Dallschen Typen sind aus dem nordamerikanischen Eocän.

Turritella Conradi Toula

In größerer Anzahl, als *Turritella imbricataria Desh.* (1824, II, 273, Taf. XXXVII, Fig. 9, 10) bezeichnet. Die Deshayessche Art besitzt eine feine gleichförmige Spiralstreifung und Umgänge, die in der Mitte vertieft sind.

Turritella Gabbi Toula

findet sich in gut erhaltenen, zum Teil größeren Bruchstücken unter der Bezeichnung *Turritella granulosa Desh.* (1824, II, pag. 275, Taf. XXXVII, Fig. 1, 2). Diese Art aus dem Pariser Becken hat eine gewisse Ähnlichkeit in der Granulierung der Spirallinien. Einen näheren Vergleich hält sie jedoch nicht aus.

Dolium cf. dentaculatum Desh. (*Grat.*)

Unter der Bezeichnung *Dolium tornatum Schloth. sp.* findet sich in der Münchener Sammlung ein Steinkern, der offenbar mit meinem Stücke übereinstimmt. Er ist weniger stark abgewittert und läßt die Spirallinien am äußersten Umgange gut erkennen. Ich zähle 17 derselben, wovon drei auf der Oberseite auftreten. Gegen das untere (verbrochene) Spindelende schwächen sie ab. Am äußeren Mundrande erscheint die Schale etwas nach einwärts gebogen, der Mundrand selbst fehlt. Es sind dies Eigenschaften, welche sich alle an *Dolium Deshayesanum Grat.* wiederfinden (Conch. Bassin de l'Adour, 1840, Taf. II, Fig. 3), eine Art, welche aus dem Fal. bleus, Mioc. inf. v. Dax und Muyron angegeben wird. Ich dachte bei meinem Stücke an die von M. Hörnes als *Dolium denticulatum Desh.* bezeichnete Form von Grund. Indem ich jedoch die Deshayessche Abbildung (Exp. sc. de Morée, Taf. XXV, Fig. 12) vergleiche, komme ich zur Überzeugung, daß diese doch von der Grunder Form verschieden ist, indem die letztere etwas gedrungener erscheint, was in noch höherem Maße bei den mir vorliegenden beiden Stücken der Fall ist, wodurch diese sich an die Grateloupsche Art näher anschließen. M. Hörnes führt *Dol. denticulatum Desh.* auch von Asti, Castellarquato, Lissabon, Morea und Rhodus an. Der Unterschied von *Dolium Deshayesanum Grat.* liegt in der Kürze des unteren Spindelendes.

Fontannes (Moll. pliocénes I, pag. 103) führt eine Varietät von *Dolium* (*Malea*) *denticulatum* aus dem Pliocän von Millas in den östlichen Pyrenäen an. *Dolium tornatum Schloth.* ist mir nicht bekannt geworden. *Buccinites tornatus Schloth.* (Petrefaktenk., pag. 128) stammt aus „Jurakalkstein" von Aarau und ist auch nach der Beschreibung gewiß etwas anderes.

Pyrula (*Ficula*) *spec.* (vielleicht *n. sp.*) *aff. Pyrula condita Brongn.*

Es liegt ein Steinkernbruchstück mit abgebrochenem unteren Spindelende vor, welches sich an die von R. Hörnes (R. H. und Auinger, Gastrop., Wiener Becken, pag. 245, Taf. XXXV, Fig. 1, 2) als *Pyrula* (*Ficula*) *geometra Borson* bezeichneten Formen von Vöslau und Steinabrunn anschließen dürfte, ohne damit vollkommen übereinzustimmen. Die Spirallinien werden bei dem Bruchstück von der Landenge von Panama (sie wird als *Pyrula condile ventricosa Grat.* bezeichnet) von viel engerstehenden Querlinien gekreuzt. Die nach R. Hörnes so bezeichnenden feinen Zwischenspirallinien sind nur am letzten Umgang an einer Stelle deutlich sichtbar, sie fehlen sonst.

Von dem in meiner Sammlung befindlichen Stück unterscheidet sich das Stück der Münchener Sammlung durch die stärker vorragende Spitze mit gerundeten Umgängen und die im Verhältnis viel feinere Skulptur. Bei meinem Stück von Gatun sind die Spirallinien viel kräftiger und die Zwischenlinien konstant auf der ganzen Schalenoberfläche deutlich entwickelt; auch stehen die Längslinien etwas weniger gedrängt. Mein Stück scheint sich enger an *Pyrula* (*Ficula*) *geometra Borson* in der R. Hörnesschen Fassung anzuschließen.

Es ist bedauerlich, daß das mir vorliegende Material zu einer erschöpfenden Darlegung dieser Formen nicht hinreicht.

Oliva gatunensis Toula.

Oliva Dufresnoi Bast. (Taf. XLII, Fig. 23, 24) ist eine gedrungenere, in eine schärfere Spitze ausgezogene Form. Die kleinen Falten an der Spindelseite treten bei Basterots Form nur auf der unteren Hälfte auf, im ganzen nur sieben an der Zahl.

Conus (*Dendroconus*) *spec.* vielleicht *n. sp.*

(„*Conus tesselatus Gratl.*“)

Die bei Grateloup (Taf. XLIV, Fig. 9) abgebildete schlanke Form ist offenbar nach einem schlecht erhaltenen Stück gezeichnet. Zwei große beschalte Bruchstücke einer großen schlankeren Art erinnern mich an R. Hörnes' *Dendroconus Mojsvari n. f.* von Gainfarn (R. H. und Auinger, Taf. III, Fig. 2), nur erscheint der obere Rand etwas schärfer. Die Oberfläche ist unten mit einer deutlichen Spiralstreifung versehen, neben der zarten Anwachsstreifung. Die Ansicht von oben ist jener bei der Hörnesschen Art recht ähnlich, mit Ausnahme des scharfen Randes. Die Spirallinien sind ganz deutlich entwickelt.

Conus (*Lithoconus*) *spec. ind.*

„*Conus* (*Lithoconus*) *Aldrovandi Brocchi.*“

Ein sehr großer Steinkern (81 *mm* hoch und 70 *mm* breit).

Die beiden Enden und der Mundrand verbrochen. Die Spitze scheint nicht so stark vorgezogen gewesen zu sein, wie es etwa R. Hörnes (R. H. und Auinger, Gastropoden der I. und II. Mediterranstufe, Taf. IV, Fig. 2) an einem gut erhaltenen Stück von Ritzing zeichnen ließ, welches er mit Brocchis Art (Conch. foss. subapp. etc., 1814, II, pag. 287, Taf. II, Fig. 5) verglichen hat. Auch die Form der Schale scheint bei dem Stück von Darien gedrungener; von Oberflächenskulptur ist leider nichts zu sehen. *Conus Aldrovandi Brocchi* von Crete Sanesi und Bologna wurde von Bellardi auch aus dem oberen Pliocän angeführt.

Pecten sp. (vielleicht *n. sp.*).

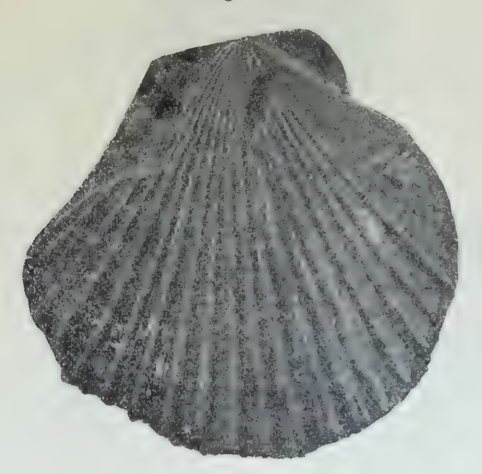
(Verwandt mit *Pecten Beudanti Bast.*)

Textfigur 12. 13?

Aus dem grobkörnigen dunklen Gestein, das so reich an *Pecten*-Schalen ist, liegen mir zwei Stücke aus der Münchener Sammlung vor, welche als *Pecten opercularis Lk.* bezeichnet werden. Ich vermag sie damit nicht zu identifizieren, weil die Form der flachen oberen Schale eine andere ist und vor allem in einem viel spitzeren Winkel zum Schloßrand zieht. Die Ohren sind gleichfalls anders, und zwar viel kleiner und nur mit Anwachslinien versehen. Die Rippung ist wohl sehr ähnlich jener bei *Pecten Beudanti* in Basterots Abbildung



Fig. 12.

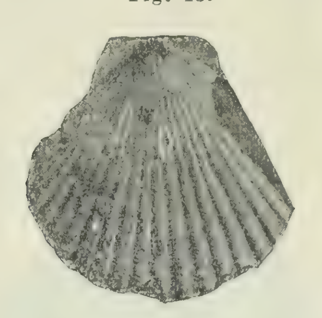


(Coquilles foss. Bordeaux, Taf. V, Fig. 1, *A—C*), auch die feinen Anwachslinien stimmen. Dasselbe gilt von dem von M. Hörnes (Wiener Becken II, Taf. LIX, Fig. 1—3) abgebildeten Stück, das durch seine verhältnismäßig großen Ohren auffällt. Hörnes betont, daß die obere Klappe am Wirbel eingedrückt sei, während bei dem Münchener Stück diese Schalenpartie leicht konvex erscheint. *Pecten opercularis Lamk.* (Goldf., Petr. germ., Taf. XCV, Fig. 6) unterscheidet sich schon durch die radiale Streifung der Ohren auf das bestimmteste. Er hat 20 Radialrippen. Eine gewisse Ähnlichkeit könnte mit *Pecten* (*Patinopecten*) *caurinus Gould* gefunden werden, welchen Ralph Arnold (U. St. Geol. S., Bull. 321, 1907, Taf. XVI) von Deadman Island in der Nähe von San Pedro in Kalifornien zur Abbildung gebracht hat. Das viel größere Stück stammt aus der „Fernandoformation" der Coast Range, welche als pliocän bezeichnet wird. Die nach einer Photographie wiedergegebene Klappe scheint jedoch etwas weniger aufgewölbt zu sein und besitzt konzentrische Wülste

Wülste in der Wirbelgegend, von welchen an dem einen Münchener Stücke nichts wahrzunehmen ist.

Die Anzahl der kräftigen Mittelrippen beträgt 16, bei dem mir vorliegenden Stück (der Oberklappe) 17, außerdem sind noch schwächere Radialrippen gegen die Ränder vorhanden. Auf dem erhaltenen Ohr des letzteren sind nur Anwachslinien zu erkennen. Länge der oberen Klappe vom Monkey Hill 52·5 *mm*, Breite 55 *mm*.

Fig. 13.



Ob das Stück der Unterklappe (Fig. 13) zu derselben Art gehört, ist nicht sicher. Es stammt von einem viel kleineren Individuum (Länge 32 *mm*, Breite zirka 34 *mm*). Das Bissusohr hat nicht den deutlichen Ausschnitt wie bei R. Arnolds Stücke (l. c. I*a*). Auch erscheinen die Radialrippen breiter wie bei der Arnoldschen Abbildung. Beiden im Verhältnis kleinen Ohren des mir vorliegenden Stückes fehlen Radiallinien. In der Wirbelgegend treten einige zarte konzentrische Wülste auf.

Pecten spec.

In einem lichtgelbbräunlichen sandigen Gestein („Muschelmergel") mit kalkigem Bindemittel stecken mehrere *Pecten*-Schalen mit kräftiger radialer Rippung, die keine sichere nähere Bestimmung zulassen; sie werden als „*Pecten Burdigalensis Lk.*" bezeichnet.

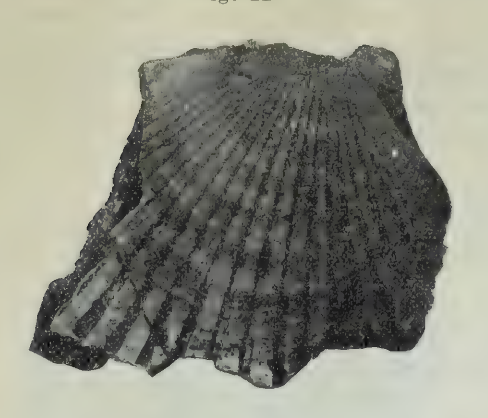
Einige der Rippen scheinen Spaltrippen besessen zu haben, ja eine erhaltene Rippe zeigt deutlich drei in einem Bündel vereinigte Rippen, etwa so, wie es M. Hörnes bei *Pecten Malvinae Dub.* zeichnen ließ (Wiener Becken II, Taf. LXIV, Fig. 5*b*). Die von M. Hörnes als *Pecten Burdigalensis Lk.* abgebildete Art (l. c. Taf. LXV) hat keine Ähnlichkeit.

Pecten flabelliformis Defr.

Textfigur 14.

Vom Monkey Hill liegt das Bruchstück einer Unterklappe vor, welche ich als *Pecten flabelliformis Defr.* bezeichnen will, da sie auf

Fig. 14.



das beste mit der unter diesem Namen bei Goldfuß sich findenden Form aus der „subapenninen Formation zu Piacenza“ übereinstimmt (Petr. germ., Taf. XCVI, Fig. 8*a*).

Callocardia gatunensis Toula.

Venus suborbicularis Goldf. von Bünde in Westfalen ist eine viel höhere Form mit etwas bündelig-wulstigen konzentrischen Streifen. Das Schloß ist dreizähnig.

Clementia dariena Conr.

Typische Stücke dieser Art liegen von Gatun vor unter dem Namen *Cytherea erycinoides Desh.* Unter den Deshayesschen Arten findet sich diese Form nicht, es wird aber eine *Cytherea suberycinoides* angeführt, welche mit der Art aus den Faluns von Bordeaux in Vergleich gebracht wurde.

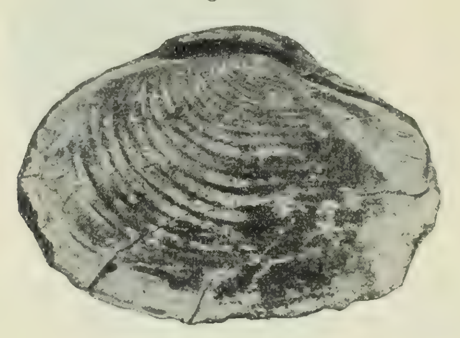
Thracia gatunensis nov. sp.

Textfigur 15.

Ein recht guter Steinkern aus dem hellen, etwas glaukonitischen mürben Sandstein (als *Lutraria carinifera Sow.* bezeichnet) ist 36 *mm* hoch und 52 *mm* breit. Die Schale ist leicht und gleichmäßig gewölbt und mit kräftigen konzentrischen Wülsten versehen, welche vom Stirnrand bis an die Wirbelspitze sich erstrecken und an dem viel kürzeren Hinterteil der Schale an einer schwach ausgeprägten Kante enden, an welcher sich ein vertieftes, ebenes, dreieckiges Feld anschließt. Die beiden Klappen scheinen nicht ganz gleich gewölbt zu sein. Der Stirnrand verläuft ohne Einbiegung. *Thracia ventricosa Phil.*, wie sie von M. Hörnes (Wiener Becken II, Taf. III, Fig. 15) abgebildet wird, hat keine konzentrischen Wülste, sondern nur wohlausgeprägte Linien. Dagegen habe ich bei Eggenburg wiederholt eine kleinere

Art mit ähnlichen konzentrischen Wülsten gesammelt, die wohl nächstens durch Fr. Schaffer einen Namen erhalten wird, bisher wurde sie gewöhnlich zu *Thracia ventricosa* (*Phil.*) *M. Hörnes* gestellt, wenngleich die Einbuchtung auf der hinteren Stirnrandhälfte kaum angedeutet ist.

Fig. 15.



Die in Sowerbys Min. Conch., Taf. DXXXIV, Fig. 2, abgebildete Form aus dem Lower Chalk von Dowland hat eine entfernte Änlichkeit, doch ergeben sich bei genauerem Vergleich der Unterschiede genug. Schon der Umriß der vorderen Schalenhälfte ist ein anderer und auch die konzentrischen Wülste sind verschieden (nur 6 stärkere und etwa 5 schwächere) und ebenso der schräge Abschluß der Hinterseite. Auch der Kiel ist schärfer ausgeprägt.

Nachschrift.

Bei Abschluß dieser Arbeit ist mir gerade noch rechtzeitig Dr. Fritz Regels inhaltsreiche Schrift: „Der Panamakanal", Halle a. d. S. 1909, in die Hände gelangt. Sie enthält eine ansehnliche Zahl von Literaturangaben (10 Seiten) über den Panamakanal und die anderen mittelamerikanischen Kanalprojekte, von welchen die auch geologischen Inhaltes angeführt werden sollen, soweit sie nicht im vorstehenden schon namhaft gemacht worden sind:

Boutan, Note sur la construction géologique de l'Isthmus de Panama (1880).

Hershey, O. H., The Geology of the Central Portion of the Isthmus of Panama, Birkely 1901.

Joukowsky, E., Sur quelques affleurements nouveaux de roches tertiaires dans l'Isthmus de Panama. Mém. de le Société de Physik de Genève XXXV, 2. Oktober 1906, pag. 155--178, mit 2 Tafeln.

Marcou, S., Souvenirs d'un Géologue sur Panama et le Canal de Panama, Neuchâtel 1893.

Sapper, K., Mittelamerikanische Reisen und Studien aus den Jahren 1888—1901, Braunschweig 1902, pag. 323—333.

Wagner, Moritz, Beiträge zu einer physisch-geographischen Skizze des Isthmus von Panama. Mit Karte. Petermanns Geogr. Mitteil. Ergänzungsheft 5, 1861.

Wagner, Moritz, Über die Naturverhältnisse der verschiedenen Linien, welche für einen Durchstich des zentralamerikanischen Isthmus in Vorschlag sind. Abhandl. d. math.-phys. Kl. der Münchener Akad. d. Wissensch. X, III, pag. 1—61, 1870.

Eine kleine geologische Karte des Isthmus von Panama findet sich in Berghaus: Physikalischer Handatlas Nr. 13, Abt. Geologie. Auf derselben erscheinen jedoch nur Ausbruchsgesteine verzeichnet.

Nach dem letzten Projekt sollen die Gatunschleusen die Schiffe auf 85 Fuß heben. Die Paßhöhe bei Culebra wird mit 102 *m* Meereshöhe angegeben; die tiefste Einsenkung auf 82 *m* Höhe konnte nicht gewählt werden.

In dem Aufsatz über die Naturverhältnisse der verschiedenen Linien für einen Durchstich des zentralamerikanischen Isthmus von Moritz Wagner (Abhandl. d. mathem. Klasse d. Königl. Bayrischen Akad. X [XXXVII] III, München 1870, pag. 1—61) werden auch die geologischen Verhältnisse des Monkey Hill und von Gatun erörtert. Am Monkey Hill waren jüngste pliocäne Bildungen schön aufgeschlossen. Fischzähne, *Carcharodonmegalodon* und fossile Muscheln, welche mit den noch jetzt im Karaibischen Meer vorkommenden Arten zur größeren Hälfte übereinstimmen. Von Gatun werden genannt: „*Turritella*, *Conus*, *Oliva*, *Cassis*, *Pecten*, *Cardium*, *Venus* etc."

Damit erscheint für mich zweifellos, daß die von München an mich gelangten Fossilien die Aufsammlungen Moritz Wagners aus dem Jahre 1857 vorstellen. (Man vergl. dessen frühere Studie: „Beiträge zu einer physisch-geographischen Skizze des Isthmus von Panama." Petermanns Geogr. Mitteil., Gotha 1861, Ergänzungsheft 5.)

Von großem Interesse war es für meine Arbeit, daß ich die oben angeführte Abhandlung E. Joukowskys noch zur Einsichtnahme erhielt, der an der pazifischen Seite des Isthmus Beobachtungen angestellt hat.

Joukowsky hat den Isthmus bereist, um Schichten zu untersuchen, welche Petroleum führen sollen. In der Bai von Garachine auf der pazifischen Seite hat er am Taïmati in einem mergeligen Sande Fossilien gesammelt: *Ostrea haitensis Sow.*, *Anomia ephippium L.*, *Pecten sp.*, *Zygobates* (*Myliobates*) und *Carcharodon angustidens Ag.* (*Gibbes*). Die Schichten hatten obertertiäres Aussehen.

Aus der Umgebung von Panama führt er an: *Conus*, *Pecten*, *Chama*, *Cerithium*, *Turritella*, *Oliva*, aber auch *Solen*, *Pectunculus*, *Venus*, *Murex*. Sie scheinen gleichalterig mit den Ablagerungen am Taïmati.

In der Umgebung von Nacaracas (Panama SW) führt er an: *Turritella gatunensis Conr.*, *Retusa* (*Cylichnina*) *decapitata Dall.* *Macromphalina* (*Gyrodisca*) *duplinensis Dall*, *Tornatella bicincta Heilpr.*, *Pyrula reticulata Lam.*, *Teinostoma rotula Heilpr.*, *Callocardia* (*Agrispoma*) *gatunensis Dall*, *Corbula* (*Cuneocorbula*) *alabamiensis Lea*, *Carcharodon megalodon Ag.* und *Carcharodon angustidens Ag.* — Darunter also drei mit Gatunformen übereinstimmende Arten, die auch von Vamos-Vamos und vom Mindi Hill bekannt sind, aus Mergeln und Grünsanden.

Zur Kenntnis obermiocäner Rhinocerotiden.

Von Franz Bach.

Mit einer Lichtdrucktafel (Nr. XXIX).

Die vorliegende Mitteilung bringt einen *Rhinoceros*-Rest zur Besprechung, der schon vor mehr als drei Jahrzehnten aufgefunden und in der Literatur auch schon mehrfach erwähnt wurde, genauer wurde er aber noch nirgends besprochen und eine Abbildung fehlt. Da die Zähne einem nicht gerade häufigen Tiere, *Rhinoceros brachypus Lart.*, angehören, erscheint eine eingehendere Darstellung wohl am Platze, zumal meines Wissens aus dem österreichischen Tertiär noch keine Reste dieser Form bekannt sind. Für Steiermark ist diese *Rhinoceros*-Art sicher neu.

Der zweite Teil befaßt sich mit der Annahme Osborns, daß *Rhinoceros austriacus Peters* mit *Rhin. Simorrensis Lart.* zu vereinigen sei. Wie gezeigt werden soll, können jedoch diese beiden Formen nicht zusammengezogen werden.

Teleoceras cf. brachypus Lart.

Es liegen mir vier Zähne, der letzte Prämolar und die drei echten Molaren des rechten Oberkiefers eines großen Rhinocerotiden aus dem Süßwassermergel von Mantscha, Graz SW, vor. Die Mergel bilden das Hangende eines kleinen Lignitlagers und lieferten auch einige Molluskenschalen. Rolle[1]) erwähnt von hier:

„1. *Planorbis*, anscheinend die beiden gewöhnlichen Arten *P. pseudoammonius Voltz* und *P. applanatus Thomä*;

2. *Helix*, eine oder mehrere Arten;

3. *Clausilia grandis Klein* (sehr häufig und sicher erkennbar).",

Die Ablagerungen bezeichnet Hilber[2]) „als lacustre Vertretung der ersten Mediterranstufe Suess' (Langhien Ch. Mayers)", auf Grund neuerer Untersuchungen äußert er sich aber über das Alter folgendermaßen[3]): „Die Eibiswald-Wieser Schichten und mit ihnen

[1]) Rolle, Fr., Die tertiären und diluvialen Ablagerungen in der Gegend zwischen Graz, Köflach. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1856, pag. 545.

[2]) Hilber, V., Das Tertiärgebiet um Graz, Köflach und Gleisdorf. Ebenda 1898, pag. 315.

[3]) Hilber, V., Das Alter der steirischen Braunkohlen. Mitt. d. Geol. Ges., Wien, I, 1908, pag. 76.

wahrscheinlich die übrigen miocänen Braunkohlen Steiermarks sind nicht jünger als die Grunder Schichten und älter als der mittelsteirische Schlier." Peters bestimmte die Zähne als zu *Rhinoceros Sansaniensis Lart.* gehörig und unter diesem Namen sind sie auch zuerst in der Literatur erwähnt [1]. Diese Bestimmung wurde aber später als irrig erkannt. „Es gehören dieselben — die vorliegenden Zähne — wie ihr Bourrelet an der Basis nachweist, einem Tier vom *Aceratherium*-Typus an, und zwar einer Form, welche an Größe nicht weit hinter *Aceratherium Goldfussi Kaup* und *Ac. brachypus Lart.* zurücksteht. Wahrscheinlich auf die letztere Form (vielleicht aber auch auf *Rhin. tetradactylus Lart.?*) werden die Zähne von Mantscha zu beziehen sein.

Rhinoceros austriacus Peters ist bedeutend kleiner und sein Zahnbau vermittelt geradezu zwischen jenem der Aceratherien und der eigentlichen Rhinoceronten, während die Zähne von Mantscha einen besonders stark entwickelten Basalwulst aufweisen" [2].

Osborn lagen die hier in Rede stehenden Zähne in einem Gipsabguß vor und er erwähnt sie auch in seiner Arbeit „Phylogeny of the Rhinoceroses" [3]. Der Autor stellt die Reste zu *Teleoceras brachypus Lart.*, sie unterscheiden sich aber „in a definite particular from the southern typical *T. brachypus* race namely: cingulum extends around protoloph only" (l. c. pag. 252 [4]). Danach mag es eigentlich überflüssig erscheinen, auf die vorliegenden Zähne näher einzugehen, da sie aber noch nirgends genauer beschrieben und abgebildet sind, halte ich es doch für notwendig, zumal Reste diesesgroßen Rhinoceronten überhaupt zu den Seltenheiten gehören. Ich erhielt die Zähne, welche in der Sammlung des geologisch-paläontologischen Instituts der Universität Graz aufbewahrt werden, durch die Güte meines verehrten Lehrers Herrn Prof. Dr. R. Hörnes, welchem ich hierfür meinen besten Dank ausspreche.

Die Bestimmung Peters als *Rhin. Sansaniensis Lart.* ist wegen des Vorhandenseins eines Basalwulstes bei unseren Zähnen nicht möglich [5]. Daß es sich auch nicht um *Rhin. tetradactylus Lart.* handeln kann, ergibt sich sofort aus dem Vergleich mit den von Hofmann [6]) aus Göriach beschriebenen Resten, welche mir im Original vorliegen.

---

[1]) Hörnes, R., Sarmatische Ablagerungen in der Umgebung von Graz. Mitt. d. Naturw. Ver. f. Steierm. 1878, pag. 30, und Vorlage einer geologischen (Manuskript-)Karte der Umgebung von Graz. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1880, pag. 328.

[2]) Hörnes, R., Vorlage von Säugetierresten aus den Braunkohlablagerungen der Steiermark. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1881, pag. 338.

[3]) Bull. of the Americ. Mus. of Nat. Hist., XIII, 1900, pag. 229.

[4]) In das Referat über die Arbeit Osborns hat sich ein Fehler eingeschlichen. Es heißt, daß obere Molaren des typischen *T. brachypus* nur am Vorjoch ein Basalband besitzen (N. Jb. f. Min. 1903, I, pag. 557). Osborn erwähnt aber (l. c. pag. 252): „in typical *T. brachypus* it embraces metaloph also."

[5]) Roger, O., Über *Rhinoceros Goldfussi Kaup* . . . 34. Ber. d. Naturw. Ver. f. Schwaben und Neuburg, Augsburg 1900, pag. 49.

[6]) Hofmann, A., Fauna von Göriach. Abhandl. d. k. k. geol. R.-A., XV., 6, pag. 53 (*Acerath. incisivum*).

Bei der Größe der Zähne kann es sich dann nur noch um *Rhin. brachypus* oder *Rhin. Goldfussi* handeln. Roger (l. c. pag. 28) zieht *Rh. Goldfussi Kaup* und *Rh. brachypus Lart.* zusammen, denn „für eine Trennung in zwei Arten dürften doch lediglich morphologische Gründe maßgebend wirken und solche sind bisher nicht erwiesen". Osborn (l. c.) und Schlosser[1]) halten die beiden Arten aber getrennt, obwohl sich das jüngere pliocäne *Rh. Goldfussi* (von Eppelsheim) von der älteren Form nur durch die bedeutendere Größe unterscheidet. Zur Beschreibung der Zähne übergehend, benütze ich die von Roger (l. c. pag. 14) gegebene Charakteristik oberer Molaren von *Rh. Goldfussi*[2]). Der genannte Autor führt folgendes an: „Die Außenwand — von oberen Backenzähnen — ist durchweg gerade und flach; an der Vorder-, Innen- und Hinterseite der Prämolaren ist konstant ein starker, hochaufragender, blumenkelchartiger Basalwulst vorhanden, welcher auch an den Molaren nicht fehlt, aber hier doch meist schwächer entwickelt ist und bald einen ganz glatten, bald einen geperlten oder gezähnelten Saum zeigt." Der Basalwulst ist bei unseren Zähnen sehr deutlich, aber nicht besonders hoch, was jedenfalls in der starken Abnützung seinen Grund hat. So erscheint er an der Vorderseite des Prämolars nur mehr am innersten Teil, er zieht sich deutlich erkennbar längs der ganzen Innenwand des Zahnes hin und setzt sich um die hintere Innenspitze fort, um dort ebenfalls infolge der Abnützung ungefähr in der Mitte der Hinterwand zu verschwinden. Der erste Molar, welcher leider nur die Innenwand ganz unbeschädigt zeigt, besitzt ebenfalls ein deutliches „Bourrelet". Den vorderen Innenhöcker umgibt es vollständig und übersetzt das Tal, in welches es mit einer dicken Schmelzfalte, an die sich ein kleinerer Hügel nach innen zu anschließt, eindringt. Der hintere Innenhöcker weist nur an der das Tal direkt begrenzenden Partie und an der Hinterseite einen Basalwulst auf, die genau nach innen gerichtete Flanke ist glatt. Beim folgenden Zahn herrschen in bezug auf den Basalwulst ähnliche Verhältnisse wie beim ersten echten Molar, doch findet ein Eindringen in das Tal und Überschreiten desselben bis zum Hinterhöcker nicht statt. Der Metaloph ist also bis auf seine Hinterwand ganz glatt. Nur bei M_1 erscheint das Bourrelet nicht geperlt, wohl aber bei M_2 und ebenso beim folgenden Molar, welcher insofern mehr Ähnlichkeit mit M_1 besitzt als der Basalwulst in ganz geringen Spuren auch an der dem Tale zugekehrten Seite des hinteren Innenhöckers sich zeigt. Leider ist der Talausgang bei diesem Zahn beschädigt und so läßt sich nicht sagen, ob und wie dieser Schmelzwulst mit dem am Vorderjoch in Verbindung stand. An der Außenwand der Zähne läßt sich der Basalwulst nur mehr in Spuren erkennen. Am deutlichsten ist er bei M_1. Die Gestaltung der Außenwand stimmt mit den Angaben bei Roger nicht überein, denn sie ist nicht gerade

[1]) Schlosser, M., Beiträge zur Kenntnis der Säugetierreste aus den süddeutschen Bohnerzen. Geol. u. paläont. Abhandl. von Koken, Bd. IX (N. F. V.), Hft. 3, pag. 103 ff.

[2]) Nach Schlosser, l. c., pag. 104, Anm. 1, gehören die von Roger beschriebenen Zähne zu *Rh. brachypus Lart.*

sondern, wenn auch schwach, wellig gebogen. Vom vorderen Außenhügel ist durch eine deutliche Furche ein akzessorischer Höcker abgeschnürt und die Außenwand buchtet sich hinter der Hauptspitze schwach ein, um dann mit nach außen konvexer Begrenzung sich mit dem hinteren Höcker zu verbinden. Am deutlichsten sind diese Verhältnisse beim vorletzten Molar ausgeprägt, weniger klar sind sie am Ersatzbackenzahn zu sehen. Wie die zwei anderen Molaren in dieser Beziehung gebaut waren, läßt bei ihrer Beschädigung nicht genau erkennen, doch deuten die geringen Spuren der Außenwand auf ganz dieselben Verhältnisse wie bei P_4 und M_1 hin. Auch der von Kaup [1]) abgebildete vierte Backenzahn zeigt keine gerade Außenwand und, soviel bei der Kleinheit der Ausführung zu erkennen ist, stimmt der in den Beiträgen [2]), Taf. III, Fig. 21, gebrachte Zahn mit dem entsprechenden unseres Restes gut überein. Auch die beiden letzten Molaren von *Rh. brachypus Lart.* bei Fraas (Fauna von Steinheim) zeigen leicht gekrümmte Außenwände. Bis auf die sekundären Schmelzfalten, welche der l. c. Fig. 7 zur Darstellung gebrachte vorletzte Molar zeigt, gleicht er dem vorliegenden in hohem Grade und trotz der Beschädigung unseres letzten Molars läßt sich die Ähnlichkeit mit dem entsprechenden Zahn bei Fraas nicht verkennen. Weiters heißt es in der Charakteristik bei Roger (l. c. pag. 14): „Das Vorderjoch ist mäßig gebogen mit besonders bei M_1 und M_2 deutlicher, durch zwei Längsfurchen bewirkter Markierung des vorderen Innenhügels (Protocon), ferner findet sich ein kurzer Crochet, sowie eine kleine Crista und häufig ist auch Entwicklung kleiner zierlicher sekundärer Schmelzfalten im Innern des tiefen Quertales zu beobachten. Die beiden letzten Prämolaren endlich zeigen eine bei vorschreitender Abkauung das Quertal nach innen abschließende Brücke, während bei den Molaren das Quertal breit nach innen offen und nur an der Basis durch den Basalwulst abgegrenzt ist.“ Der Protocon ist bei unseren Zähnen, selbst an M_3, sehr deutlich vom übrigen Joch abgeschnürt. Die Crista ist nur noch am M_2 zu sehen, bei den übrigen Zähnen ist sie teils durch Abkauung, teils durch Bruch verloren gegangen. Auch die vom Hinterjoch in das Tal vorspringende Schmelzfalte ist nur mehr am vorletzten Backenzahn gut erhalten, Andeutungen davon finden sich noch am Prämolar, bei dem auch die abschließende Brücke gut zu erkennen ist. Sekundäre Schmelzfalten sind nirgends angedeutet. Die Gestaltung des Talausganges bei M_1 wurde schon erwähnt. Beim folgenden Molar treten die beiden Innenhöcker ziemlich nahe aneinander, das Tal ist deshalb hier sehr eng, bei M_3 mündet es aber weit offen nach innen. Zu erwähnen ist noch, daß der hintere Innenhöcker beim letzten Molar sehr schlank ist. Seine direkt dem Tal zugekehrte Flanke fällt nicht schräg von oben nach vorn ab, sondern verläuft fast parallel mit der Hinterwand dieses Höckers, so daß hier der Metaloph ein ganz anderes Aussehen wie bei den vorderen Molaren besitzt.

[1]) Kaup, J. J., Description d'ossements fossiles, Darmstadt 1832, Taf. XII, Fig. 12.

[2]) Kaup, J. J., Beiträge zur näheren Kenntnis der urweltlichen Säugetiere, Heft I.

Der Rogerschen Charakteristik entsprechen unsere Zähne ganz gut. Ich habe sie deshalb zur Bestimmung herangezogen, weil sie ausführlicher ist als die von Osborn (l. c. pag. 252) gegebene Beschreibung, welche ich jetzt bringen will. „Superior premolar$_1$ simple; premolars 3—4 without antecrochet . . . premolar 4 with crista and forked chrochet; molar 1 with small crista, strong crochet, antecrochet reduced . . ., molars 1—3 with internal cingulum extending around inner face . . .“ Ob bei P_4 der Sporn geteilt war, läßt sich bei der starken Abnützung nicht erkennen, Spuren einer Gabelung finden sich beim vorliegenden Rest nicht. Auch der Molar I ist schon zu stark abgekaut, um konstatieren zu können, ob der Sporn besonders groß war. Gegen eine kräftigere Ausbildung spricht, wie ich glaube, der Umstand, daß das Vorderjoch im innersten Teil des Tales nur wenig eingebuchtet erscheint. Der Raum, welcher der Schmelzfalte zur Entfaltung blieb, war wohl jedenfalls nicht besonders groß. Die Crista war bei M_1 gewiß sehr schwach, was sich ebenfalls aus der eigenartigen Form des Tales ergibt (s. Taf. XXIX). Es fehlt nämlich jene Bucht, welche zwischen Crochet und Crista liegt und bei M_2 deutlich markiert ist. Möglicherweise ist sie durch die Abkauung verloren gegangen, soviel ist jedoch sicher, daß diese Teile nicht ganz so wie bei M_2 gebaut waren. Andeutungen von Crista, Crochet und dazwischenliegender Bucht können hier erst dann verschwinden, wenn die Abnützung bis zum Niveau des Talgrundes vorgeschritten ist, nicht schon in einem Stadium, in dem sich M_1 jetzt befindet. Bei diesem Zahne läßt sich, wie gesagt, schon jetzt nichts mehr über die Gestalt aller dieser Partien aussagen. Einen schönen Rest von *Rhin. brachypus* bildet Depéret[1]), Taf. XXIII, Fig. 1, 1 *a*, ab. Im allgemeinen stimmen die vorliegenden Zähne mit diesen Abbildungen überein, doch umgibt der Basalwulst bei allen von Depéret gebrachten Resten den ganzen Zahn, P_4 besitzt ein geteiltes Crochet und bei M_1 ist Crochet und Crista stärker entwickelt als beim gleichnamigen Zahn von Mantscha. Die Zähne aus Grive-Saint-Alban entsprechen also dem typischen *Tel. brachypus*.

Bei der Wichtigkeit der Maße für die Bestimmung von *Rhinoceros*-Zähnen erübrigt es nun noch, diese anzugeben und mit anderen Angaben zu vergleichen. Die Zähne von Mantscha messen (in Millimetern):

	P_4	M_1	M_2	M_3
Länge	45	—	57	68
Breite (am Vorderjoch) . .	63	63	64·4	61·8

Wie wir sehen, haben wir es hier mit sehr großen Zähnen zu tun. Mit den von Roger gegebenen Maßen von *Rhinoc. Goldfussi Kaup* (nach Schlosser, l. c. pag. 104, Anm. 1, *Tel. brachypus Lart.*) stimmt so ziemlich die Länge überein, doch ergeben sich ganz be-

[1]) Depéret, Ch., Recherches sur la succession des faunes de vertébrés miocènes de la vallée du Rhone. Arch. du Mus. d'Hist. Nat. de Lyon, T. IV, 1887, pag. 222.

deutende Unterschiede in der Breite. Roger gibt folgende Maße von den Zähnen „im Gaumen eines großen, ausgewachsenen Tieres“ und von den in einem ganzen Schädel erhaltenen Backzähnen (l. c. pag. 14 und pag. 4).

	P_4	M_1	M_2	M_3
Länge (Gaumenfragment)	45	51	55	42
„ (Schädel)	37	40	49	58
Breite (Gaumenfragment)	38	38	38	35
„ (Schädel)	57	56	56	53

Bei diesen Zahlen fällt sofort eines auf, daß nämlich bei den Zähnen des Gaumenfragments die Länge überall die Breite überwiegt, während die Zähne im Schädelrest wie die vorliegenden Stücke (mit Ausnahme von M_3) breiter als lang sind. Ein Vergleich mit den Zähnen im Gaumenfragment erscheint deshalb ausgeschlossen. Die anderen Maße (für die Zähne im Schädel), welche auch Osborn (l. c. pag. 254)unter *Tel. brachypus* anführt, werden durchgehends von denen unserer Zähne übertroffen.

Rhin. brachypus Lart. und *Rhin. Goldfussi Kaup* können auf Grund ihres Zahnbaues nicht unterschieden werden, sondern nur durch die Größe der Zähne, und Kaup und andere Forscher identifizieren die beiden Formen ohne Bedenken. Neuerdings werden sie aber, wie schon erwähnt, auseinandergehalten, hauptsächlich auch deshalb, weil sie verschiedenen Horizonten angehören. *Rhin. brachypus* charakterisiert das Obermiocän (Steinheim), die zweite Form findet sich im Unterpliocän (Eppelsheim). Eine Trennung von Formen lediglich auf Grund von Maßzahlen hat immer etwas Mißliches an sich und selten werden solche Reste zur Bestimmung des geologischen Alters herangezogen werden können, da Übergänge sicherlich existieren und, wie gleich gezeigt werden soll, die individuellen Größendifferenzen ziemlich große sind. Zur Altersbestimmung scheinen mir einzelne Zähne der beiden in Rede stehenden Formen ebenso untauglich wie allerdings aus einem etwas anderen Grunde einzelne Proboscidierzähne. Schlosser[1]) bemerkt darüber: „Zähne von *Mastodon* und ebenso die von *Elephas* eignen sich also nur unter bedeutenden Einschränkungen zur geologischen Altersbestimmung, und wir müssen daher, wenn wir aufrichtig sein wollen, gestehen, daß wir zwar die Proboscidierzähne recht gut nach dem Alter der Schichten bestimmen können, daß wir dagegen nur in günstigen Fällen aus den vorhandenen Proboscidierresten auf das geologische Alter einen Schluß ziehen dürfen.“

Ich bringe im nachfolgenden eine Zusammenstellung der mir aus der Literatur bekannt gewordenen Maße von Oberkieferbackzähnen des *Rhin. brachypus* (P_1—P_3 sind nicht berücksichtigt):

[1]) Schlosser, M., Beiträge zur Kenntnis der Säugetierreste, pag. 53.

Oberkiefer von *Tel. brachypus Lart.*		P_4	M_1	M_2	M_3
Roger, l. c. pag. 4, von Augsburg	Länge	37	40	49	58
	Breite (vorn) .	57	56	56	53
Roger, l. c. pag. 14, aus Steinheim	Länge	45	51	55	42
	Breite (vorn) .	38	38	38	35
Roger, l. c. pag. 15 (Fundort nicht angegeben)	Länge	—	—	60	—
	Breite (vorn) .	—	—	57	—
Roger, l. c. pag. 15 (Fundort: ?)	Länge	35	40	38	30
	Breite (vorn) .	—	—	—	—
Osborn, l. c. pag. 254, aus Steinheim (?)	Länge	40	—	—	—
	Breite (vorn) .	60	—	—	—
Depéret, l. c. Taf. XXIII, Fig. 1, 1 *a* aus Grive-Saint-Alban[1])	Länge	44	55	55	—
	Breite (vorn) .	55	58	58	—
Kaup, Beiträge H. I., pag. 2, aus Simorre[2])	Länge	—	—	65	—
	Breite (vorn) .	—	—	69	—

Die Schwankungen in der Größe betragen somit nach den obigen Maßen für (Zahn aus Simorre nicht berücksichtigt):

	P_4	M_1	M_2	M_3
Länge	35—60	40—55	38—60	30—58
Breite	38—50	38 - 58	38—58	35—53

Die Zähne von Mantscha übertreffen sonach alle angeführten Reste an Breite, die Länge ist bei P_4 und M_2 aber geringer als die der größten angeführten gleichnamigen Backzähne. Sehr auffallend ist die Größe unseres M_3, der eine Länge (an der Außenwand gemessen) von 68 *mm* besitzt und damit die Länge des von Schlosser (Beiträge . . . pag. 105) angeführten M_3 von *Rhin. Goldfussi* nicht unbedeutend überragt. Schlosser gibt als Maße für diesen von Melchingen stammenden Zahn an:

Breite der Krone am Vorderrande . . . . 62·5 *mm*
Abstand der Vorderinnenecke von der Hinterinnenecke . . 54 „
Abstand der Außenecke von der Hinterinnenecke . . . . 64 (?) „

Dieser Zahn ist nur um ein wenig breiter als der vorliegende, größer ist der Unterschied bei dem zweiten Maß (Vorderinnenecke—

[1]) Die Maße sind der Abbildung entnommen, daher etwas ungenau.

[2]) Der Zahn ist zu *Rhin. Goldfussi* gestellt, da er aber aus Simorre stammt, gehört er wohl zweifellos zu *Rhin. brachypus.* Seine gewaltigen Dimensionen sind allerdings auffallend. Da bei den übrigen Maßen die Angabe des Fundortes fehlt, kann man nirgends entscheiden, ob der Zahn der älteren oder jüngeren Form angehört.

Hinterecke), welches bei dem Zahn von Mantscha 51·3 *mm* beträgt. Würde unser M_3 allein vorliegen, so könnte man ihn nach seinen Dimensionen bei Berücksichtigung der individuellen Größendifferenzen wohl mit Recht zu *Teleoceras Goldfussi Kaup* stellen, denn der Unterschied in der Größe zwischen ihm und dem Zahn von Melchingen ist bedeutend kleiner als die Differenz in den Maßen für unseren M_3 und für den größten in der Tabelle angeführten gleichnamigen Zahn von *Rhin. brachypus Lart.* Von *Rhin. Goldfussi* sind nur sehr wenige Reste bekannt und ich kann hier nur die Maße des von Kaup[4]) erwähnten letzten oberen Prämolars anführen, der bei einer Länge von 51 *mm* vorn eine Breite von 70 *mm* besitzt[5]). Dieser Zahn übertrifft unseren wohl ganz bedeutend an Größe. Nun ist bei der unterpliocänen Form der letzte Prämolar breiter als der erste Molar [Osborn, l. c. pag. 252: „Superior fourth premolar broader than first molar (as in *T. Goldfussi*]). Dieses Merkmal kann aber nur dann Ausschlag geben, wenn die Breiten größere Differenzen aufweisen, denn nach den von Osborn selbst erwähnten Maßen für das Schädelfragment von Augsburg kann auch beim typischen *Tel. brachypus* der letzte Prämolar etwas breiter als M_1 sein (57 *mm* und 56 *mm*). Nehmen wir den Unterschied in der Breite nur mit 3 *mm* an, so muß der zum P_4 von Kaup gehörige erste Molar 67 *mm* am Vorjoch, eine Breite, die von unserem M_1 fast erreicht wird (Breite = 63 *mm*). Auch hier ist der Unterschied kleiner als der, welcher sich aus dem Vergleich mit dem breitesten M_1 des typischen *Rhin. brachypus* (Breite = 58 *mm*) ergibt.

Aus diesen Ausführungen ist zu entnehmen, daß die Zähne von Mantscha in ihren Dimensionen sich schon sehr denen des typischen *Rhin. Goldfussi* nähern, wenn sie auch die Größen der (mir) bekannten Reste dieser Form nicht ganz erreichen und P_4 an Breite M_1 noch nicht überragt. Wenn Osborn die vorliegenden Zähne, welche ihm in einem Abguß bekannt waren, trotz ihrer gewaltigen Größe zu *Teleoceras brachypus Lart.* rechnet, so leiteten ihn bei dieser Bestimmung jedenfalls gewichtigere Gründe und mir steht es nicht zu, von den Maßzahlen allein ausgehend, unseren Rest zu *Teleoceras Goldfussi Kaup* zu stellen. Mit einem typischen Vertreter der älteren Form haben wir es jedenfalls nicht zu tun, wie schon Osborn auf Grund des Basalbandes erklärt. Auf einige Abweichungen im Bau, die sich beim Vergleich mit den von Depéret l. c. gebrachten Resten ergaben, würde schon früher aufmerksam gemacht und die Maße gestatten wohl auch kaum e ne direkte Zuteilung zu *Rhinoceros brachypus Lart.*

Für eine genaue Bestimmung des geologischen Alters des Süßwassermergels von Mantscha sind unsere Zähne nicht recht brauch-

---

[1]) Kaup, J. J., Description . . ., pag. 62, Taf. XII, Fig. 12.

[2]) Vacek, M., nennt in seiner Arbeit „Über Säugetierreste der Pikermifauna vom Eichkogel bei Mödling" (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1900, pag. 179) einen M_1 links oben (L. = 44 *mm*, B. = 52 *mm*). Das geteilte Crochet jedoch und die nur mäßig angedeutete Abschnürung des Protocons lassen ihn als Prämolar erkennen. Schlosser hält ihn (l. c. pag. 105) für den dritten Prämolar, jedenfalls weil er dem von Kaup abgebildeten P_4 an Größe bedeutend nachsteht.

bar. Bei der Nähe von Eibiswald ist *Rhin. Goldfussi* kaum zu erwarten, viel eher haben wir es auch hier mit Obermiocän zu tun. Diese Annahme erhält Berechtigung durch die Angabe Osborns (l. c. pag. 252), daß auch in Steinheim Zähne vorkommen, welche das Basalband nur am Vorjoch zeigen und welche insoferne noch näher der geologisch jüngeren Form stehen, als P_4 (wenn auch unbedeutend) breiter als M_1 ist.

Rhinoceros (*Ceratorhinus*) *austriacus Peters.*

Osborn hält in der „Phylogeny of the Rhinoceroses of Europe“[1]) *Rhin. austriacus Pet.* für ident mit *Rhin. simmorrensis Lart.*, eine Annahme, welche Schlosser im Referat über die genannte Arbeit[2]) als fraglich hinstellt. Nach seiner Mitteilung lag ihm nur ein „third superior molar tooth“ (l. c. pag. 259) vor, die Arbeit Peters[3]) scheint Osborn nicht gekannt zu haben, wenigstens führt er sie im Literaturverzeichnis nicht an. Die Originalexemplare zu Peters, ein Oberkieferfragment mit P_{2-4} (Taf. II, Fig. 6, 7) und ein weiteres Oberkieferbruchstück mit den drei leider sehr stark beschädigten Molaren (nur M_1 in Taf. II, Fig. 8 abgebildet) sind in der Sammlung des Joanneums in Graz aufbewahrt und ich konnte sie durch die Güte des Herrn Prof. Dr. V. Hilber, dem ich hierfür meinen besten Dank ausspreche, zum Vergleiche benützen. Die Abbildungen bei Peters sind übrigens so trefflich, daß man auch mit diesen allein die Verschiedenheiten im Zahnbau von *Rhin. austriacus* und von *Rhin. simorrensis* erkennen kann. Von der letzteren Form liegen mir nur die Abbildungen von Depéret[4]) und von Roger[5]) vor, die Arbeiten von Laurillard (Dictionn. univ. Hist. Nat. XI, 1848), Lartet (Notice sur la colline de Sansan) und von Gervais (Zool. Pal. franç.) waren mir nicht erreichbar.

Der von Depéret Taf. XIII, Fig. 46 abgebildete obere P_2 ist fast gleich stark abgekaut wie der vorliegende und eignet sich so trefflich zum Vergleich. Während beim P_2 von *Rhin. simorrensis* noch keine Verschmelzung von Crista und Crochet eingetreten ist, ist diese beim Zahn von *Rhin. austriacus* schon längst vollzogen und dadurch eine vom Haupttal getrennte kreisförmige Schmelzgrube entstanden. Schon Peters führt diese frühe Bildung der Grube an und bemerkt das gegenteilige Verhalten bei *Rhin. incisivus* und bei *Rhin. simorrensis* und zitiert bei dem letzteren eine Stelle aus Duvernoy[6]): „Le crochet . . . traverse le vallon en s'avançant vers la colline antérieure,

---

[1]) Bull. of the Americ. Mus. of Nat. History XIII, 1900, pag. 259.

[2]) N. Jahrb. f. Min. etc., 1903, I, pag. 558.

[3]) Peters, K. F., Zur Kenntnis der Wirbeltiere aus den Miocänschichten von Eibiswald in Steiermark, III., Denkschriften d. kais. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Bd. XXX, 1869.

[4]) Depéret, Ch., Recherches sur la succession des faunes de vertébrés miocènes de la vallée du Rhone. Arch. du Mus. d'Hist. Nat. de Lyon, IV, 1887.

[5]) Roger, O., Über *Rhinoceros Goldfussi Kaup* und die anderen gleichzeitigen *Rhinoceros*-Arten. 34. Ber. d. Naturw. Ver. f. Schwaben u. Neuburg, Augsburg 1900.

[6]) Duvernoy, M., Nouvelles études sur les Rhinocéros fossils. Archives du Museum, T. VII, pag. 47.

sans s'y sonder pour forme une fossette moyenne tardive." Ein weiterer Unterschied ergibt sich in der Form der Postfossette, welche bei *Rhin. simorrensis* weit in das Innere eingreift und dadurch den Kamm des Hinterjoches viel bedeutender einschnürt als es beim Reste aus Eibiswald der Fall ist. Auf Rechnung ungleicher Abkauung ist diese Verschiedenheit nicht zu setzen, denn die Schmelzwände dieser Grube liegen so, daß die Bucht bei fortschreitender Abnützung immer kleiner wird. Danach hätten wir bei gleichem Zahnbau eher bei dem von Depéret abgebildeten Exemplar eine kleinere Postfossette zu erwarten, denn bei diesem Zahn hat die Nutzfläche schon den Basalwulst ergriffen, was beim P_2 von Eibiswald noch nicht der Fall ist. *Rhin. simorrensis* zeigt eine vom Basalwulst und der Wand des Vorderjoches gebildete längliche quergestellte Vertiefung, welche bei dem gleichnamigen Zahn (P_2) des *Rhin. austriacus* fehlt, dafür finden wir aber hier nahe der Außenwand eine tiefe, halbkreisförmige Grube, welche in Verbindung mit dem weit nach vorn ziehenden Haupttal das Vorderjoch so stark einschnürt, daß nur mehr eine kaum 1 *mm* breite Schmelzleiste den Protoloph mit der Außenwand verbindet (siehe Peters, l. c. Taf. II, Fig. 7). Peters hat dieses Verhalten nicht erwähnt, es fällt aber sofort beim Vergleich der zwei zitierten Abbildungen auf und unterscheidet die Zähne der zwei Formen zur Genüge. Auch dem von Roger (l. c. Taf. I, Fig. 8) dargestellten P_2 fehlt diese tief in das Vorjoch einschneidende Grube, wie denn überhaupt dieser Zahn große Ähnlichkeit mit dem von Depéret abgebildeten besitzt, soweit ein Urteil bei der etwas schematisierten Zeichnung Rogers zulässig erscheint. Daß eine solche Vertiefung aber bei diesem Zahn aus Steinheim tatsächlich nicht vorhanden ist, ergibt sich aus der Beschreibung Rogers (l. c. pag. 45): „Von der Außenwand springt ein kleiner Sporn in das Quertal vor, dem ein kleiner Crochet vom Hinterjoch entgegenkommt, so daß sich bei fortschreitender Abnützung drei Gruben entwickeln müssen, zwei dem Quertal entsprechend und die dritte hinter dem Metaloph . . ." Bei unserem Zahn sehen wir aber vier deutliche Gruben entwickelt. Nach den Angaben Rogers scheint auch bei *Rhin. simorrensis* (wenigstens bei dem ihm vorliegenden Zahn) der Basalwulst an der Hinterseite zu fehlen; beim P_2 von Eibiswald ist er hier noch deutlich erkennbar. Darauf viel zu geben, scheint mir nicht berechtigt, da der von Depéret abgebildete hinten ebenfalls ein Bourrelet aufweist.

Der dritte Prämolar von *Rhin. simorrensis* bei Roger (Taf. I, Fig. 8) zeigt einen überaus starken Sporn, wie es ja für die genannte Form charakteristisch ist Der Zahn ist noch wenig abgenützt und ein genauer Vergleich mit dem vorliegenden würde nur an der Hand des Originals möglich sein. Nach der Beschreibung sendet der Sporn zwei Zacken gegen die Außenwand, „so daß hier eventuell drei fossae entstehen können . . .". Selbst angenommen, daß der Zahn von Eibiswald schon so sehr abgenützt ist, daß eine vielleicht vorhanden gewesene dritte Grube schon ganz verschwunden wäre [1]), liegt doch noch

---

[1]) Diese Annahme ist nur wenig wahrscheinlich, denn bei dem Steinheimer Tier hat die Abnützung ebensowenig wie beim Eibiswalder Exemplar schon den

eine Verschiedenheit im Bau der beiden Zähne in der Form der zweiten Grube. Bei dem Zahn von Eibiswald hat sie oder vielmehr erhält sie elliptischen Umriß mit quergestellter Achse, während sie beim Steinheimer Rest eine Ellipse mit einer der Außenwand parallelen Hauptachse darstellen wird. Der Grund dieser verschiedenen Ausbildung kann nur in der kräftigeren Entwicklung des parallel zur Zahnreihe weit nach vorn vordringenden Spornes bei *Rhin. simorrensis* liegen, „wodurch auch sämtliche übrigen Bestandteile der Zahnkrone in ihrer Bildung und Richtung mehr oder weniger beeinflußt werden . . .“ (Roger, l. c. pag. 44).

Der mir vorliegende letzte Prämolar ist insofern eigentümlich gebaut, als die den Sporn und die Innenbegrenzung des Ectolophs bildenden Wände fast genau senkrecht in das Tal abfallen. Dadurch wird hier die Bildung einer Schmelzgrube sehr lange hinausgeschoben und sie kann, sofern sich überhaupt eine bildet, nur ganz geringe Dimensionen erreichen. Hier wird also im Gegensatze zu dem Verhalten der zwei vorderen Molaren erst sehr spät eine Schmelzinsel entstehen. Nach dem vorhergesagten könnte man darin einen Anklang an *Rhin. simorrensis* finden, die Verschiedenheiten zwischen beiden Formen treten aber auch hier hervor, denn bei dem genannten *Rhinoceros* herrscht gerade das Gegenteil. Der von Depéret l. c. Taf. XIV, Fig. 4, abgebildete letzte Prämolar besitzt eine gut abgegrenzte Schmelzgrube, während der fast gleich stark abgekaute P_2 (Taf. XIII, Fig. 46) noch keine Andeutung davon zeigt.

Das Fragment des M_1 (Peters, l. c. Taf. II, Fig. 8) ist zu schlecht erhalten, um zu einem genauen Vergleich benützt werden zu können. Übrigens ersieht man schon an diesem kleinen Bruchstück, daß der Zahn wohl höchst unwahrscheinlich so gebaut war wie der von *Rhin. simorrensis* (Roger, l. c. Taf. I, Fig. 9). Besser als meine Worte wird ein genauer Vergleich der zitierten Abbildungen die Verschiedenheiten hervortreten lassen.

Reste von *Rhin. simorrensis Lart.* erwähnt noch Schlosser aus den süddeutschen Bohnerzen[1]), ohne sie aber abzubilden. Vom Oberkiefer lagen ihm vor ein P_4 rechts, ein M_1 (oder M_2) links und der letzte Molar der rechten Seite. Neben der starken Entwicklung des Spornes führt er als charakteristisch für Oberkieferzähne dieser Form an, „daß das Nachjoch beträchtlich kürzer ist als das Vorjoch, was infolge des relativ geringen Abstandes zwischen dem Innenende des Nachjoches und dem Hinterrande der Außenwand sehr bald zur Entstehung einer Postfossette führt. An dem oberen M_1 und M_2 ist das Basalband auf die Vorderseite des Zahnes beschränkt, M_3 besitzt außerdem ein kurzes Basalband an der Hinterseite . . ., P_4 aber auch wenigstens die Andeutung eines inneren Basalbandes, das jedoch an der Außenmündung des Quertales einen tiefen Einschnitt aufweist.“ Bezüglich der angedeuteten Längenverschiedenheit von Vor- und

---

Basalwulst ergriffen. Der Unterschied im Bau der Zähne wäre dann noch beträchtlicher.

[1]) Schlosser, M., Beiträge zur Kenntnis der Säugetierreste aus den süddeutschen Bohnerzen. Geol. u. paläont. Abh. von Koken IX (N. F. V), H. 3, pag. 109.

Nachjoch wäre zu bemerken, daß dieselbe auch bei den Zähnen von *Rhin. austriacus Pet.* besteht, aber sowohl hier wie bei der anderen Form für P_2 nicht zutrifft (siehe unten die Maße). Die Angaben Schlossers über das Basalband haben für *Rhin. austriacus Pet.* keine Gültigkeit, worin ein weiterer Unterschied zwischen den zwei Formen liegt. Wie schon erwähnt, liegt das von Peters, Taf. II, Fig. 8, abgebildete Bruchstück von M_1 nicht allein vor, sondern steckt mit den stark beschädigten Resten von M_2 und M_3 in einem größeren Kieferfragment. Von M_2 ist fast das ganze Vorderjoch und die Innenhälfte des Hinterjoches erhalten und man kann deutlich die Spuren eines Bourrelets an der Hinterwand dieses Zahnes sehen. Am Ausgang des Tales steht an den hinteren Innenhügel angelehnt ein kleiner Schmelzhöcker, jedenfalls der letzte Rest eines im Verschwinden begriffenen inneren Basalbandes, wie ein solcher auch bei P_4 das Tal nach innen zu abschließt. (Siehe Peters Taf. II, Fig. 7.) Die direkt nach innen abfallenden Gehänge der beiden Joche sind an ihrer Basis frei von Unebenheiten. Die allmähliche Rückbildung des inneren Basalbandes läßt sich ganz gut an der Zahnreihe von P_2—M_2 (von M_1 dieser Teil nicht vorhanden) konstatieren.

Nach den angeführten Unterschieden dürfte es wohl zweifellos sein, daß eine Vereinigung von *Rhin. austriacus Peters* mit *Rhin. simorrensis Lart.* nicht möglich ist, denn trotz mancher mehr äußerlichen Ähnlichkeiten im Bau weist doch die Gestaltung des Spornes, die Form, wie die Zeit des Auftretens der Schmelzinsel und, wie es scheint, auch die Entwicklung des Basalbandes so große Verschiedenheiten bei den zwei Formen auf, daß eine spezifische Trennung durchaus gerechtfertigt erscheinen muß.

Die Differenzen in den Maßen sind im allgemeinen wenig beträchtlich. Bemerken muß ich, daß die von Peters angegebenen Zahlen nicht zu verwerten sind, denn er hat zum Beispiel die Länge des M_1 von der Vorderaußenecke bis zur Bruchstelle des Hinterjoches, also in Wahrheit die Länge der Bruchfläche, gemessen. Die in der nachfolgenden Tabelle angegebenen Maße wurden am Original abgenommen und beziehen sich: Länge = Erstreckung der Außenwand, Breite gemessen über das Vor-, beziehungsweise Nachjoch an der Basis. Die Maße der von Depéret erwähnten Zähne sind den Abbildungen entnommen.

Peters hält es für wahrscheinlich, daß die beiden Bruchstücke einem Tiere angehörten, was nach dem Grade der Abnützung ganz gut möglich wäre. Dies gestattet uns, da wir individuelle Größendifferenzen nicht zu berücksichtigen haben, die Maße für *Rhin. austriacus* genauer mit den von Roger gegebenen Werten (auch hier handelt es sich bei allen Zähnen um dasselbe Individuum) zu vergleichen. Dabei fällt sofort die Differenz in der Länge von P_4 und M_1 bei den zwei Formen auf. „Bekanntlich macht sich in der Entwicklung des Huftiergebisses die Tendenz geltend, die ursprünglich einfachen und relativ kleinen Prämolaren mehr und mehr nach dem Plane der Molaren auszugestalten . . .; mit diesem Umbildungsvorgang ist auch eine Volumszunahme der Prämolaren verbunden und es gewinnt somit das Verhältnis der Größe der P und dem der M eine gewissermaßen historische Bedeutung und für die Beurteilung des Wertes und der

Oberkiefer		P_2	P_3	P_4	M_1
Rhin. austriacus Peters, Eibiswald (Original)	Länge	27	32	35·4	35
	Breite vorn . .	30	43	44·6	45-48?
	Breite hinten .	33	40·5	41	—
Rhin. simorrensis Lart., Steinheim, Roger, l. c. pag. 44	Länge	26	34	35	42
	Breite vorn [1] .	—	—	—	—
	Breite hinten .		—	—	—
Rhin. simorrensis Lart., Saint-Jean de Bournay, Isère, Depéret, l. c. Taf. XIII, Fig. 46, Taf. XIV, Fig. 4	Länge	28	—	43	—
	Breite vorn . .	32	—	54	—
	Breite hinten .	36	—	50	—
Rhin. simorrensis Lart., Genkingen, Schlosser, l. c. pag. 109	Länge	—	—	38·5	47 [2]
	Breite vorn . .	—	—	48	51
	Breite hinten .	—	—	43	42

Stellung einer Art sicher mehr an Gewicht als das Vorhandensein von Bourrelets und anderem dekorativen Beiwerk der Zahnkrone", (Roger, l. c. pag. 36). *Rhin. simorrensis Lart.* gegenüber ist die Eibiswalder Form entschieden die vorgeschrittenere, denn P_4 überragt M_1 wenn auch unbedeutend an Länge und die Breite am Vorjoch des M_1 dürfte auch kaum viel mehr als 45 *mm* betragen haben. Ein genaues Maß läßt sich natürlich nicht angeben, da aber die Innenhälfte von M_2 noch daneben fest im Knochen steckt, ist eine ungefähre Messung wohl zulässig. Danach hätten wir für M_1 die Breite am Hinterjoch zu höchstens 42 *mm* anzunehmen und das breitere Vorderjoch dürfte 45—48 *mm* gemessen haben. Vergleicht man damit die Maße für den Rest des *Rhin. simorrensis Lart.* von Steinheim, so erscheint auf Grund dieser Zahlen allein schon eine Identifizierung beider Formen ausgeschlossen. Inwieweit diese Verhältnisse bei der Eibiswalder Form etwa mit der Ausbildung bei dem differenzierteren *Rhin. steinheimensis Jäger* übereinstimmen, kann ich nicht sagen, da mir nur ungenügende Maße zur Verfügung stehen.

Ebensowenig kann ich mich darüber auslassen, ob die Zuteilung des *Rhinoceros austriacus Peters* zu der Formenreihe der *Ceratorhinae* Berechtigung hat oder nicht. Eine Entscheidung wird erst nach Auffindung besserer Reste möglich sein. Die *Ceratorhinae* sind durch kurzes und breites Nasale ausgezeichnet (Osborn, l. c. pag. 258). Peters nennt das Nasalbein „flach und wenig breit" (l. c. pag. 13), wegen der schwachen Rauhigkeiten im Vorderteile dieses Knochens „wäre es nicht unmöglich, daß dieses Exemplar von einer . . . nicht hornlosen Art herrührt" (l. c.).

[1] Die Breiten lassen sich aus der Abbildung nicht abnehmen.
[2] Der Zahn scheint wegen seiner Größe doch ein M_2 zu sein.

Außer den von Peters erwähnten Resten sind mir aus der Literatur nur noch zwei nähere Angaben über *Rhin. austriacus* bekannt. Sie beziehen sich auf Funde aus Göriach[1]). Toula[2]) besaß nur Unterkieferzähne, über die sich nichts Sicheres aussagen läßt. Sie stehen den Zähnen von *Rhin. austriacus Peters* sehr nahe, sind aber kleiner wie diese und das Basalband ist weniger gut ausgeprägt. Dasselbe Verhalten zeigt der von R. Hörnes beschriebene P_3. Hofmann[3]) zieht alle diese Reste zu seinem *Aceratherium „minutum Cuv. sp.“*, welches Roger (l. c. pag. 31) in neuerer Zeit als *Rhin. steinheimensis Jäg.* bezeichnet. Den P_3 aber direkt mit dieser Form zu vereinigen, geht, wie ich glaube, nicht an, wenn ich auch zugeben muß, daß er anderseits auch nicht vollkommen mit dem Original von Peters übereinstimmt. Die von Hofmann l. c. beschriebenen M_1 und M_2 und auch der von Roger erwähnte M_3 aus Steinheim besitzen auch nicht eine Spur von innerem Basalband mehr, während ein solches, wenn auch schwächer als beim typischen *Rhin. austriacus*, bei dem von Hörnes, Taf. III., Fig. 6, abgebildeten P_3 entwickelt ist. Auffallend ist allerdings die geringe Größe dieses Zahnes, welcher nur eine Länge von 28 *mm* und am vorderen Querjoch eine Breite von 30 *mm* besitzt. Die Maße stimmen eher mit dem P_2 von Eibiswald überein, dem er aber im Bau ganz und gar nicht gleicht, weil die vorhin erwähnte Bucht an der Vorderwand fehlt. Solange von *Rhin. steinheimensis Jäg.* ein P_3 nicht vorliegt, ist natürlich ein sicherer Vergleich ausgeschlossen und bis dahin empfiehlt es sich jedenfalls, den Göriacher P_3 unter seiner ursprünglichen Bezeichnung *Rhinoceros aff. austriacus Peters* zu belassen, die bei der sonstigen Ähnlichkeit im Bau jedenfalls große Berechtigung hat.

Was die Vertretung der Rhinocerotiden speziell im Obermiocän Steiermarks anlangt, so ist diese eine ziemlich reiche.

Aceratherium tetradactylum Lart. kommt in Leoben und in Göriach vor und wird auch (Jahresbericht des Joanneums in Graz 1877) von Eibiswald angeführt. Die letztere Angabe dürfte aber auf einem Irrtum beruhen. In den Grazer Sammlungen sah ich aus dem Eibiswalder Revier keine Zähne, welche hierher gerechnet werden könnten.

Teleoceras cf. brachypus Lart. von Mantscha.

Ceratorhinus sansaniensis Lart. scheint auf die Kohlenbecken östlich von Graz (Eibiswald, Wies, Köflach, Voitsberg) beschränkt, gehört aber hier nicht zu den seltenen Funden.

Ceratorhinus simorrensis Lart. Sowohl in der Sammlung des Joanneums als in der des Geologischen Instituts der Universität

---

[1]) Hörnes, R., Säugetierreste aus der Braunkohle von Göriach bei Turnau in Steiermark. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1882, pag. 156, Taf. III, Fig. 6.

[2]) Toula, Fr., Einige neue Wirbeltierreste aus der Braunkohle von Göriach bei Turnau in Steiermark. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1882, pag. 275.

[3]) Hofmann, A., Fauna von Göriach. Abhandl. k. k. geol. R.-A., XV, H. 6, 1893, pag. 55.

Graz liegen einige leider schlecht erhaltene Zahnreste aus Göriach, welche ich wegen der starken Entwicklung des Chrochet hierher rechnen möchte. Wegen Mangel an Zeit war es mir nicht möglich, hier näher auf diese Reste, die für das österreichische Tertiär neu sind, einzugehen.

Ceratorhinus (?) austriacus Peters kennt man mit Sicherheit überhaupt nur aus Eibiswald und Kalkgrub (Wieser Revier), aus Göriach sind vereinzelte Zähne unter *Rh. aff. austriacus* beschrieben.

Ceratorhinus steinheimensis Jäg. ist nur aus Göriach bekannt, und zwar gehören hierher die von Toula (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1884 und Sitzungsber. d. Akad. Wien 1884) und von Hofmann (Fauna von Göriach) beschriebenen kleinen Zähne (*Rhin. „minutus“*). Von weiteren Funden dieser nur ungenügend bekannten Form weiß ich nichts.

Endlich erwähnt noch Peters (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1871, pag. 253) eine Unterkieferhälfte und einen beschädigten Schädel „von einem rhinozerosartigen, aber (im Unterkiefer) mit Schneidezähnen vom Wiederkäuertypus versehenen Dickhäuter“. Auch diese Reste sind bis jetzt noch nicht genauer behandelt worden.

Einige Zeit nach Fertigstellung dieser Mitteilung, hatte ich wieder Gelegenheit, mich mit *Rhinoceros*-Zähnen zu beschäftigen. Die Ergebnisse dieser lediglich auf Oberkieferzähne Bezug nehmenden Arbeit werden kurz in den „Mitteilungen des Deutschen naturwissenschaftlichen Vereines beider Hochschulen in Graz“, III. Heft, 1909. erscheinen. Hier sei nur bemerkt, daß ich *Rhin. austriacus Pet.* nicht mehr als eine selbständige Form betrachte, sondern mit *Ceratorhinus Sansaniensis Lart.* vereinige.

Einer der oben erwähnten Zähne von Göriach ist sicher zu dem für das österreichische Tertiär neuen *Rhinoceros simorrensis Lart.* zu ziehen.

Graz, Geologisches Institut der Universität, Oktober 1908.

Erklärung zu Tafel XXIX.

Rhinoceros (Teleoceras) cf. brachypus Lart. von Mantscha (Graz SW).

Letzter Prämolar und die drei Molaren des rechten Oberkiefers in natürlicher Größe von der Kaufläche.

Original: Geologisch-paläontologisches Institut der Universität Graz.



Phot. u. Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.



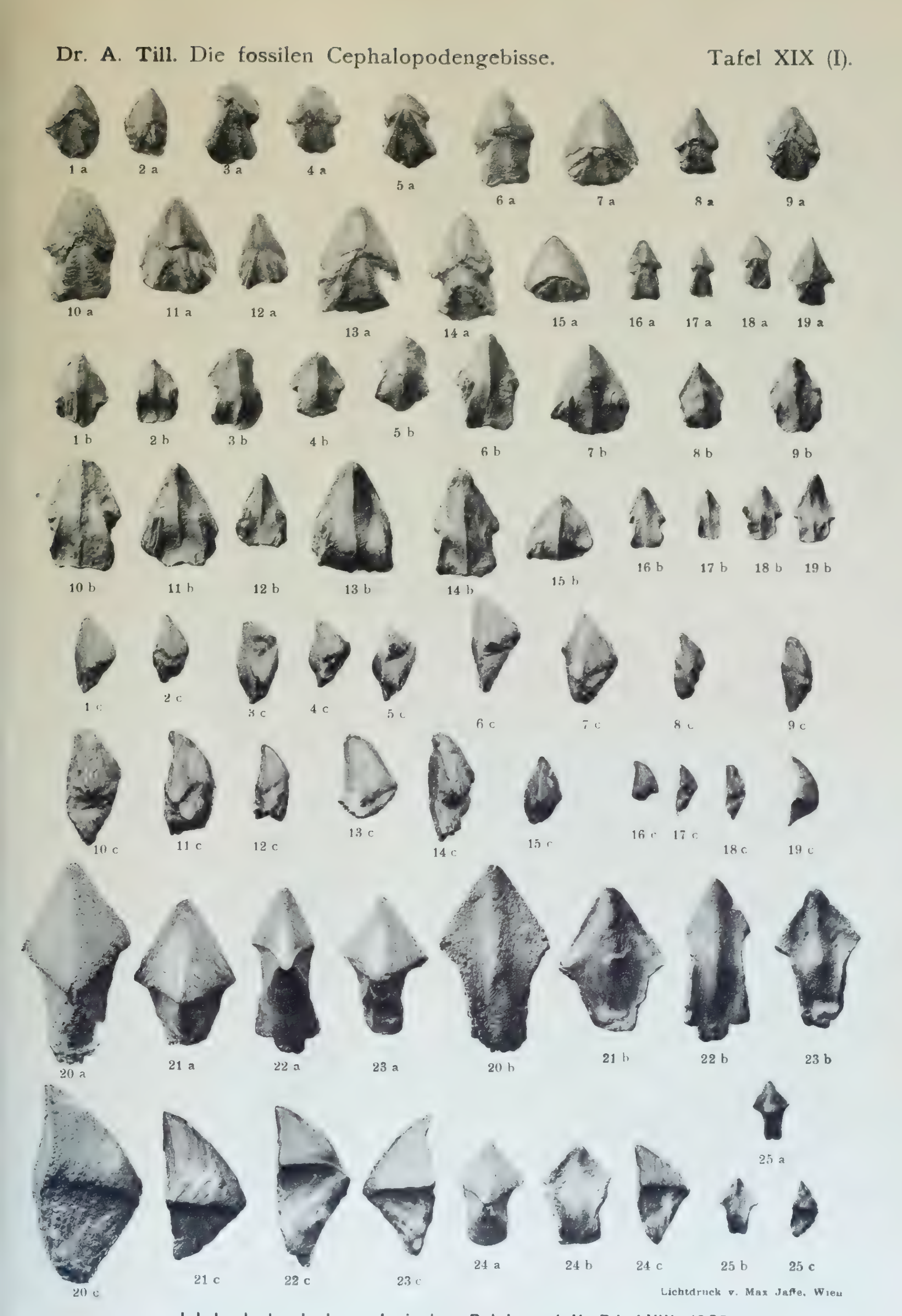
Tafel XIX [I].

Die fossilen Cephalopodengebisse.

Erklärung zu Tafel XIX [I].

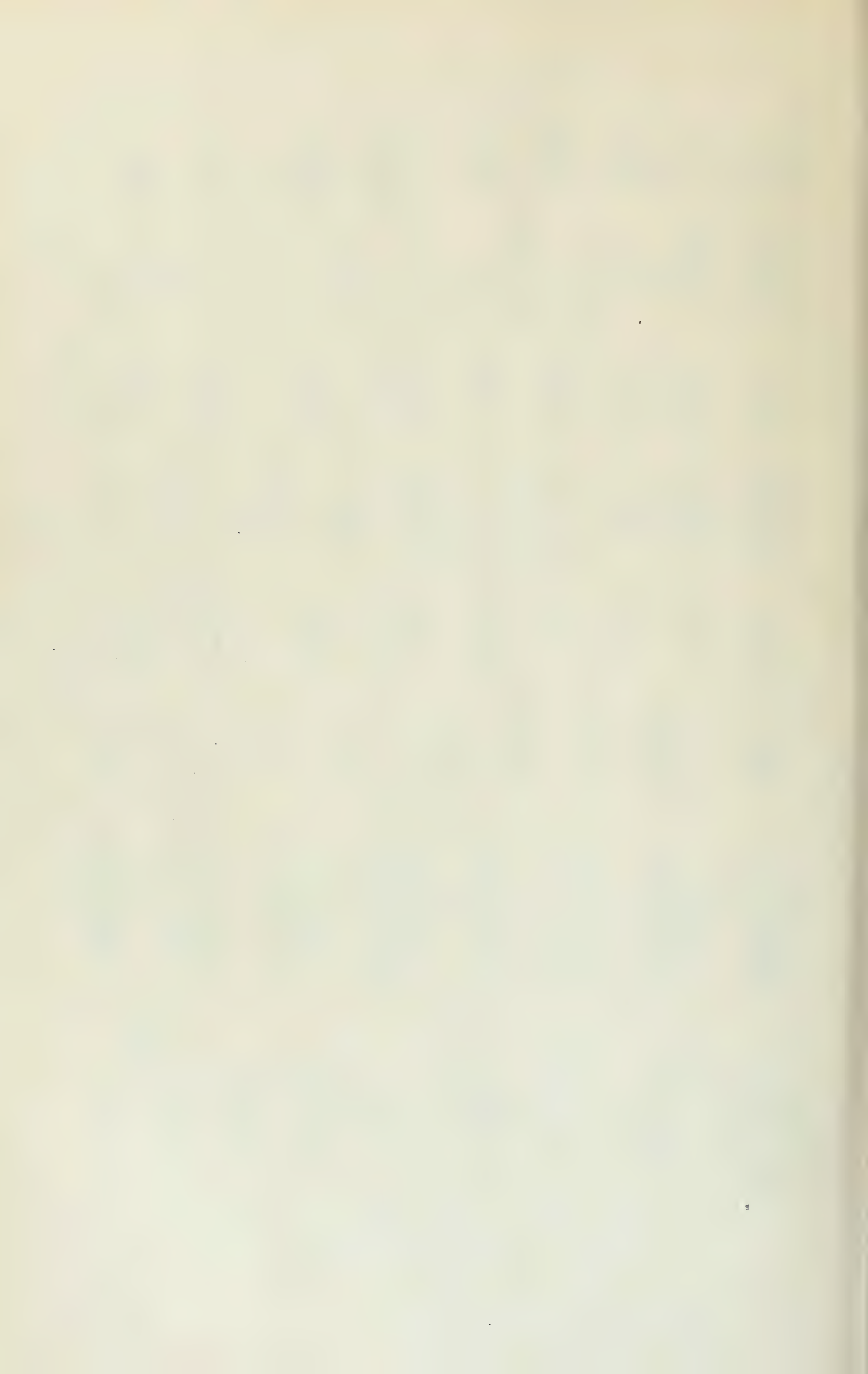
Fig. 1. *Hadrocheilus Fraasi.* C. St.
Fig. 2. „ *globosus.* C. Bl.
Fig. 3. „ *Gapensis* (var. *a*). C. Bl.
Fig. 4. „ *Gapensis* (var. *b*). C. Bl.
Fig. 5. „ *cf. Gapensis.* C. Bl.
Fig. 6. „ *costatoides.* C. Bl.
Fig. 7. „ *punctatus.* C. Bl.
Fig. 8. „ *cf. gibberiformis.* C. Bl.
Fig. 9. „ *affin. gibberiformis.* C. Bl.
Fig. 10. „ *convexoïdes.* C. Bl.
Fig. 11. „ *Serrensis* (großes Exemplar). C. Bl.
Fig. 12. „ *Serrensis* (kleines Exemplar), C. Bl.
Fig. 13. „ *Brancoi.* C. Bl.
Fig. 14. „ *cf. Brancoi.* C. Bl.
Fig. 15. „ *extensus.* C. Bl.
Fig. 16. „ *Jurensis* (großes Exemplar). C. Bl.
Fig. 17. „ *Jurensis* (kleines Exemplar). C. Bl.
Fig. 18. „ *ferreus.* C. Bl.
Fig. 19. „ (?) *incertus.* C. Bl.
Fig. 20. *Nautilus* (*Rhyncholithes cf. Portlandicus*). C. Bl.
Fig. 21. „ (*Rhyncholithes niger*). C. Bl.
Fig. 22. „ (*Rhyncholithes integer Fraas*). C. St.
Fig. 23. „ (*Rhyncholithes turonicus*). C. Fr.
Fig. 24. „ (*Rhyncholithes recentoïdes*). C. Bl.
Fig. 25. „ (*Rhyncholithes Lochensis*). C. St.

Von sämtlichen Exemplaren sind je drei Abbildungen gegeben, wobei *a* die Ansicht von oben, *b* die Ansicht von unten und *c* die Profilansicht bedeutet.



Lichtdruck v. Max Jaffe, Wien

Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.



Tafel XX [II].

Die fossilen Cephalopodengebisse.

Erklärung zu Tafel XX [II].

Fig. 1. *Leptocheilus Cheilarensis.* C. Bl.
Fig. 2. „ *Clapensis.* C. Bl.[1])
Fig. 3. „ *Chaudonensis.* C. Bl.
Fig. 4. *Akidocheilus levigatus.* C. Bl.
Fig. 5. „ *Provinziae.* C. Bl.
Fig. 6. „ *novus.* C. Bl.
Fig. 7. „ *novosimilis.* C. Bl.
Fig. 8. „ *afractus.* C. Bl.
Fig. 9. „ *ferrugineus* (großes Exemplar). C. Bl.
Fig. 10. „ *ferrugineus* (kleines Exemplar). C. Bl.
Fig. 11. „ *furcatus.* C. Bl.
Fig. 12. „ *cf. furcatus.* C. Bl.
Fig. 13. *Gonatocheilus intermedius.* C. Bl.
Fig. 14. „ *cf. intermedius.* C. Bl.
Fig. 15. „ *duplofractus.* C. Bl.
Fig. 16. „ *cf. duplofractus.* C. Bl.
Fig. 17. „ *planoïdes.* C. Bl.
Fig. 18. „ *oolithicus.* C. Bl.
Fig. 19. „ *expansus.* C. Bl.
Fig. 20. *Mesocheilus hastatus.* C. Bl.
Fig. 21. „ *proceroïdes.* C. Bl.
Fig. 22. „ *cf. hastatus.* C. Bl.
Fig. 23. „ *concavus.* C. Bl.
Fig. 24. *Temnocheilus* (?) (*Rhyncholithes hirundiformis*) C. Fr.
Fig. 25. „ (?) (*Rhyncholithes hirundo F.-B.*). C. Fr.
Fig. 26. „ (?) (*Rhyncholithes hirundoïdes*). C. Fk.
Fig. 27 (nur *a*). *Temnocheilus* (?) (*Conchorhynchus sp.*). C. Fr.
Fig. 28 (*a* u. *b*). „ (?) (*Conchorhynchus sp.*). C. Fk.
Fig. 29 (*a* u. *b*). „ (?) (*Conchorhynchus sp.*). C. Bl.
Fig. 30 (*a* u. *c*). „ (?) (*Conchorhynchus sp.*). C. Fk.

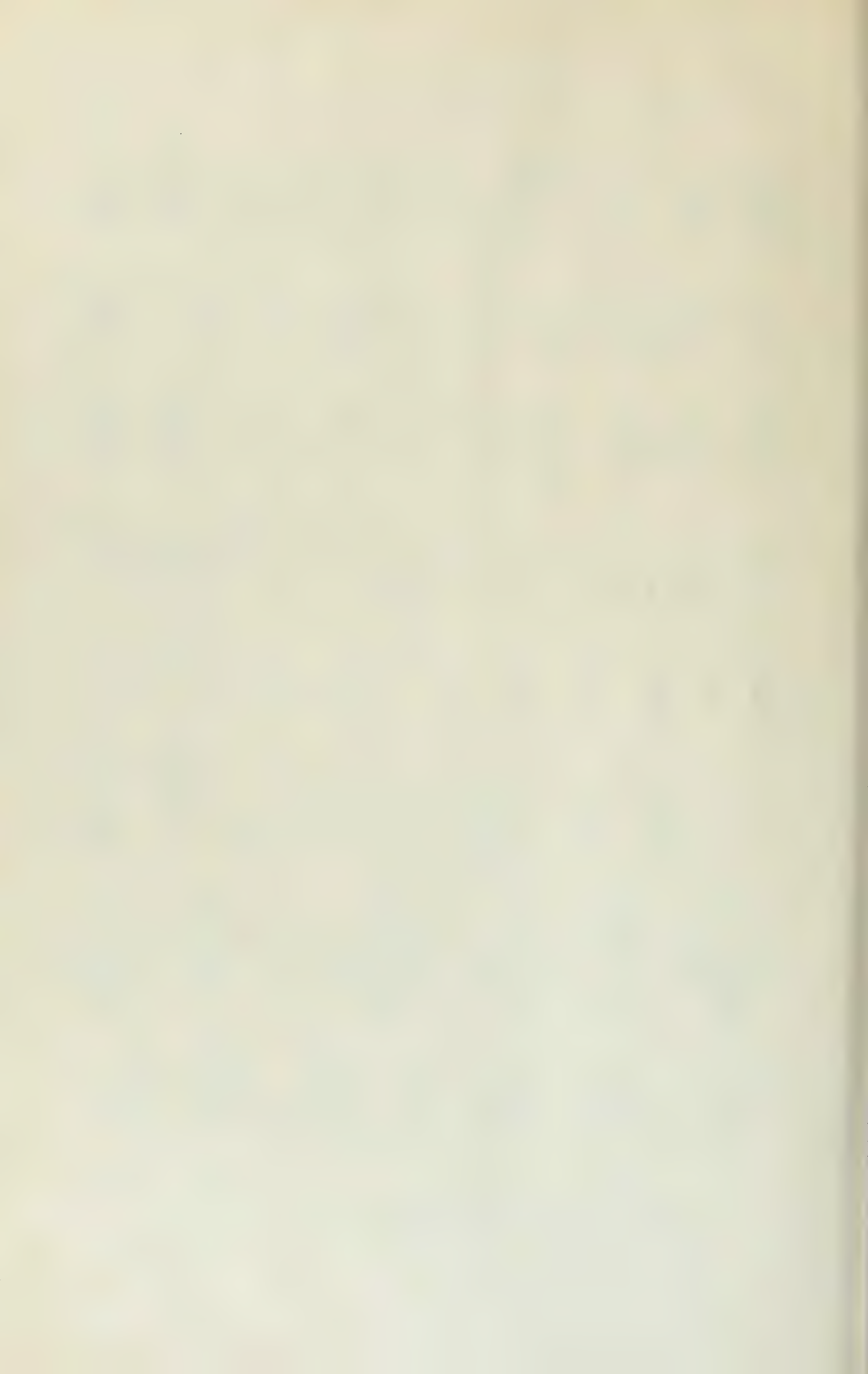
Wo nicht eigens vermerkt, sind von jedem Exemplar d r e i Abbildungen gegeben.
a bedeutet stets die Oberseite, *b* die Unterseite, *c* das Profil.

[1]) Und nicht Fig. 1, wie es auf pag. 595 heißt.



Lichtdruck v. Max Jaffé. Wien

Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.



Tafel XXV (I).

Eine jungtertiäre Fauna von Gatun am Panama-Kanal.

Erklärung zu Tafel XXV (I).

Fig. 1. *Capulus (?) gatunensis n. sp.* Von der Seite
Fig. 2. „ *? spec.* Von oben.
Fig. 3. *Solarium gatunense n. sp.* Von unten.
Fig. 3 *a*. „ „ „ „ Von oben.
Fig. 4. *Turritella Conradi n. sp.*
Fig. 5. „ *Gabbi n. sp.*
Fig. 6. *Natica Guppyana n. sp.*
Fig. 7. *Strombus gatunensis n. sp.*
Fig. 8. „ *sp.* (Vielleicht *Strombus gatunensis n. sp. var.*)
Fig. 9. *Leucozonia (Lagena) spec.*
Fig. 10. *Distorsio (Distortrix, Persona) gatunensis n. sp.*
Fig. 11. *Phos gatunense n. sp.* (Tafel XXVIII [IV], Fig. 6.)
Fig. 12. *Oliva gatunensis n. sp.*
Fig. 13. *Cancellaria ? cf. C. dariena n. sp.* (Taf. XXVIII [IV], Fig. 2.)
Fig. 14. *Terebra (Oxymeria) gatunensis n. sp.*
Fig. 15. „ *spec. ind.*
Fig. 16. *Pleurotoma (Drillia) gatunensis n. sp.*
Fig. 17. „ *(Genota) Gertrudis n. sp.*
Fig. 18. *Conus spec.* (Ähnlich ist *C. demiurgus Dall.*)
Fig. 19. *Lucina sp.*
Fig. 20. *Venus (Chione, Lirophora) ulocyma Dall.* Von außen.
Fig. 21. „ „ „ „ „ *var.* Von außen.
Fig. 22. „ „ „ „ „ *var.* Von innen.
Fig. 23. *Callocardia (?) gatunensis Dall.*



Graphische Union, Wien VII/1.

Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Band LVIII, 1908.
Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.

Tafel XXVI (II).

Eine jungtertiäre Fauna von Gatun am Panama-Kanal:

Erklärung zu Tafel XXVI (II).

Fig. 1. *Ostrea aff. vespertina Conr.*

Fig. 2. *Pecten (Flabellipecten) gatunensis n. f.*

Fig. 3. „ *(Aequipecten?) opercelariformis n. f.*

Fig. 4—6. *Pecten levicostatus n. f.*

Fig. 7. *Pecten sp. (aff. Pecten gracilis J. Sow.).*

Fig. 8 und 9. *Pecten (Amusium) cf. Mortoni Ravenel.*

Fig. 10. *Pecten (Amusium)* aus der Reihe von *Amusium pleuronectes L. — cristatus Bronn.*



Graphische Union, Wien VII/1.

Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Band LVIII, 1908.
Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.

Tafel XXVII (III).

Eine jungtertiäre Fauna von Gatun am Panama-Kanal.

Erklärung zu Tafel XXVII (III).

Fig. 1. *Arca cf. consobrina Moore.*

Fig. 2. *Leda sp.* (*n. sp.?*).

Fig. 3. *Lucina* (*Loripes*) *sp.* (*n. sp.?*) *aff. Loripes edentata L.*

Fig. 4. *Cardium* (*Trachycardium*) *gatunense n. sp.* (Man vergl. Taf. XXVIII, [IV], Fig. 18.)

Fig. 5. *Cardium sp.* (*n. sp.?*). (Man vergl. Taf. XXVIII [IV], Fig. 15.)

Fig. 6 „ (*Laevicardium*) *Dalli n. sp.*

Fig. 7. *Isocardia spec.*

Fig. 8. *Dosinia* (*Artemis*) *cf. acetabulum Conr.*

Fig. 8 *a.* Schloß von *Dosinia cf. acetabulum Conr.*

Fig. 9. *Clementia dariena Conr.*

Fig. 10. „ „ „ Innenseite mit dem Schloß. (Darauf liegt ein Stück von *[Amusium]* aus der Formenreihe von *Pecten pleuronectes L.* — *cristatus Bronn.*) (Man vergl. Taf. XXVI [II], Fig. 10.)

Fig. 11. *Solecurtus cf. strigillatus L.* (Auf pag. 731 [59] irrtümlicherweise als Fig. 12 bezeichnet.)

Fig. 12. *Corbula gatunensis n. sp.*



Graphische Union, Wien VII/1.

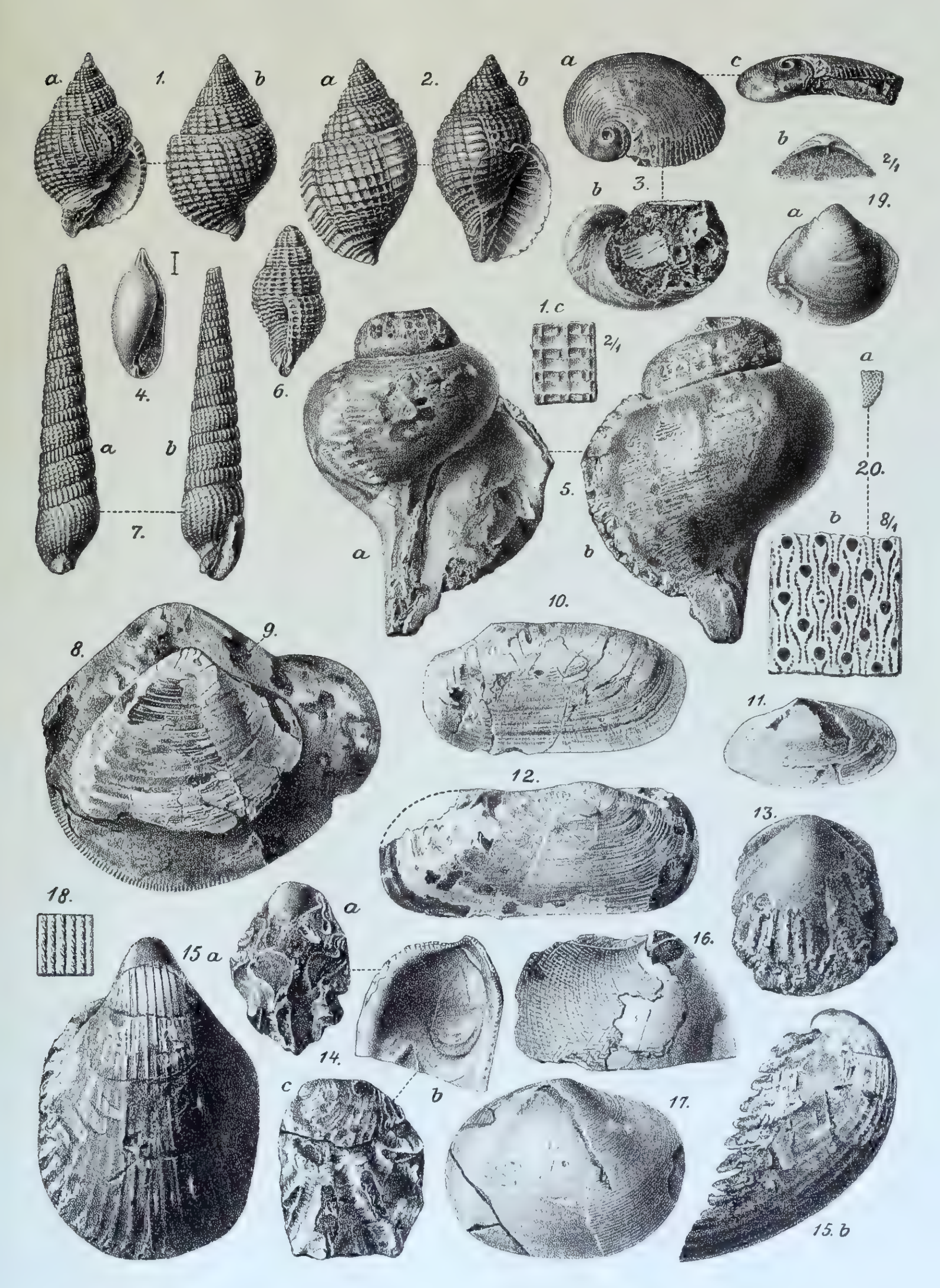
Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.

Tafel XXVIII (IV).

Eine jungtertiäre Fauna von Gatun am Panama-Kanal.

Erklärung zu Tafel XXVIII (IV).

Fig. 1. *Cancellaria dariena n. sp. var.*
Fig. 2. „ *dariena n. sp.* (Taf. XXV [I], Fig. 13.)
Fig. 3. *Sigaretus (Lupia) gatunensis n. sp.*
Fig. 4. *Bulla (Volvula) cf. oxytata Bush.*
Fig. 5. *Triton spec. ind.*
Fig. 6. *Phos gatunense n. sp.* (Taf. XXV [I], Fig. 11.)
Fig. 7. *Terebra Wolfgangi n. sp.*
Fig. 8. *Thracia (?) n. sp.* (Unten.)
Fig. 9. *Callista (?) spec.* (Oben.)
Fig. 10. *Tellina (Macoma) gatunensis n. sp.*
Fig. 11. „ *Rowlandi n. sp.*
Fig. 12. *Solecurtus (Macha) gatunensis n. sp.*
Fig. 13. *Pectunculus spec. ind. (n. sp.?).*
Fig. 14. *Ostrea aff. vespertina Conr.*
Fig. 15. *Cardium spec.* (Vielleicht Steinkerne einer neuen Art.)
Fig. 16. *Pitaria (Hyphantosoma) n. sp.*
Fig. 17. *Semele Sayi n. sp.*
Fig. 18. *Cardium (Trachycardium) gatunense n. sp.* (Ein Stück der Oberfläche mit den Dornen.) (Siehe Tafel XXVII [III], Fig. 4.)
Fig. 19. *Diplodonta spec.* (Vielleicht neue Art.)
Fig. 20. *Eschara sp. (cf. Eschara punctata Phil.)*



J. Fleischmann del. Reproduktion von C. Angerer & Göschl.



Inhalt.

4. Heft.

NB. Die Autoren allein sind für den Inhalt und die Form ihrer Aufsätze verantwortlich.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Erdbergstraße 3.

Inhalt.

1. Heft.

NB. Die Autoren allein sind für den Inhalt und die Form ihrer Aufsätze verantwortlich.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek. Wien III. Erdbergstraße 3.



Inhalt.

2. Heft.

NB. Die Autoren allein sind für den Inhalt und die Form ihrer Aufsätze verantwortlich.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Erdbergstraße 3.



Ausgegeben am 1. November 1908.

JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT



JAHRGANG 1908. LVIII. BAND.

3. Heft.



Wien, 1908.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei R. Lechner (Wilh. Müller), k. u. k. Hofbuchhandlung

I. Graben 31.



Inhalt.

3. Heft.

NB. Die Autoren allein sind für den Inhalt und die Form ihrer Aufsätze verantwortlich.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Erdbergstraße 3.



Ausgegeben am 15. April 1909.

JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT



JAHRGANG 1908. LVIII. BAND.

4. Heft.

Wien, 1909.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei R. Lechner (Wilh. Müller), k. u. k. Hofbuchhandlung

I. Graben 31.







